



SABINE E.I. KÖHLER

SPÄTQUARTÄRE PALÄO-OZEANOGRAPHISCHE  
ENTWICKLUNG DES NORDPOLARMEERES  
UND EUROPÄISCHEN NORDMEERES  
ANHAND VON SAUERSTOFF- UND KOHLENSTOFF-  
ISOTOPENVERHÄLTNISSEN  
DER PLANKTISCHEN FORAMINIFERE  
*Neoglobobulimina pachyderma* (sin.)

895701/13

GEOMAR  
- Bibliothek -  
Wischhofstr. 1-3  
2300 KIEL 14

GEOMAR  
Forschungszentrum  
für marine Geowissenschaften  
der Christian-Albrechts-Universität  
zu Kiel

Kiel 1992

GEOMAR REPORT 13

GEOMAR  
Research Center  
for Marine Geosciences  
Christian Albrechts University  
in Kiel

**Herausgeber: Jörn Thiede**

**Editor: Jörn Thiede**

**GEOMAR REPORT**  
ISSN 0936 - 5788

**GEOMAR REPORT**  
ISSN 0936 - 5788

**GEOMAR**  
Forschungszentrum  
für marine Geowissenschaften  
D-2300 Kiel  
Wischhofstr. 1-3  
Telefon (0431) 7202-0  
Telefax (0431) 72 53 91, 7 20 22 93, 72 56 50

**GEOMAR**  
Research Center  
for Marine Geosciences  
D-2300 Kiel / Germany  
Wischhofstr. 1-3  
Telephone (49) 431 / 7202-0  
Telefax (49) 431 / 72 53 91, 7 20 22 93, 72 56 50

---

# Inhaltsverzeichnis

	Seite
<b>Zusammenfassung</b>	
<b>Abstract</b>	
<b>1. Einleitung</b>	<b>1</b>
1.1. Problematik und Fragestellung	3
<b>2. Regionale Hydrographie</b>	
2.1. Hydrographie des Europäischen Nordmeeres und Nordpolarmeeres	6
2.2. Meereisbedeckung rezent	9
<b>3. Nordpolarmeer und Europäisches Nordmeer während der vergangenen 130.000 Jahre</b>	
3.1. Bisheriger Kenntnisstand der paläo-ozeanographischen Entwicklung	9
3.2. Deglaziation der nördlichen Hemisphäre nach dem letzten Hochglazial	12
3.3. Lebensraum von <i>Neogloboquadrina pachyderma</i> (sin.)	13
<b>4. Methodik</b>	<b>14</b>
4.1. Auswahl des Probenmaterials	15
4.2. Probennahme und Probenaufbereitung	17
4.3. Isotopenanalyse	19
4.3.1. Meßfehlerbereich	19
4.4. AMS- <sup>14</sup> C-Datierungen	19
<b>5. Ergebnisse</b>	<b>20</b>
5.1. Verteilungsmuster der Sauerstoff-Isotope (Oberflächendaten)	20
5.2. Verteilungsmuster der Kohlenstoff-Isotope (Oberflächendaten)	22
5.3. Kohlenstoffisotopen-Profile	24
5.3.1. GKG-östlicher Teil des Nordpolarmeeres	24
5.3.2. Kastenlote/Schwerelote vom Yermak Plateau, aus der Framstraße und der Islandsee	28
5.4. Stratigraphie, Sedimentationsraten und zeitliche Auflösung	32
5.4.1. Stratigraphie der GKG-Kerne aus dem östlichen Teil des Nordpolarmeeres	32
5.4.2. Stratigraphie der Kastenlote/Schwerelote vom Yermak Plateau, aus der Framstraße und der Islandsee	40
5.4.3. Sedimentationsraten der GKG-Kerne aus dem östlichen Teil des Nordpolarmeeres	46
5.4.4. Sedimentationsraten der Kastenlote/Schwerelote vom Yermak Plateau, aus der Framstraße und der Islandsee	47
<b>6. Diskussion</b>	<b>49</b>
6.1. Dokumentation der rezenten Oberflächen-Hydrographie des Europäischen Nordmeeres und Nordpolarmeeres in den Verhältnissen stabiler Sauerstoff- und Kohlenstoffisotope der planktischen Foraminifere <i>N. pachyderma</i> (sin.)	49
6.1.1. Sauerstoffisotope als Indikatoren für Oberflächenwasser-Temperaturen und -Zirkulation	49
6.1.2. Sauerstoff- und Kohlenstoffisotope von <i>N. pachyderma</i> (sin.) aus Oberflächensedimenten des östlichen Nordpolarmeeres	53
6.1.3. Kohlenstoffisotope als Hinweis der CO <sub>2</sub> -Herkunft im Oberflächenwasser	56
6.2. Einfluß von Schmelzwasser auf den Eiseffekt	57

6.3.	Sauerstoff- und Kohlenstoff-Isotopenprofile von <i>N. pachyderma</i> (sin.) aus dem Nordpolarmeer und die daraus folgende paläo-ozeanographische Interpretation für die letzten ca. 70.000 Jahre	59
6.4.	Einfluß von Temperatur und "Salinität" auf das globale Sauerstoffisotopensignal	62
6.5.	Die Sauerstoffisotopen-Fraktionierung der planktischen Foraminifere <i>N. pachyderma</i> (sin.) im Temperatur-Salzgehalt- und Dichtefeld des Ozeans	65
6.6.	Paläo-Ozeanographie des Nordpolarmeeres und Europäischen Nordmeeres während der letzten 130.000 Jahre	70
6.6.1.	Sauerstoffisotopen-Stadium 6	70
6.6.2.	Sauerstoffisotopen-Stadium 5	72
6.6.3.	Sauerstoffisotopen-Stadium 4	78
6.6.4.	Sauerstoffisotopen-Stadium 3	80
6.6.5.	Sauerstoffisotopen-Stadium 2	85
6.6.6.	Termination I	87
6.6.7.	Holozän	87
7.	Schlußfolgerungen	91
8.	Literaturverzeichnis	94
9.	Danksagung	104
		105



## Zusammenfassung

An insgesamt 8 Sedimentkernen des östlichen Nordpolarmeeres, der Framstraße und der Islandsee wurden Sauerstoff- und Kohlenstoffisotopen-Untersuchungen an der planktischen Foraminifere *N. pachyderma* (sin.) vorgenommen. Ziel dieser Untersuchungen war es, Rückschlüsse über die paläo-ozeanographische Entwicklung des Nordpolarmeeres und des Europäischen Nordmeeres hinsichtlich ihres Strömungsmusters und ihrer Eisbedeckung für die letzten 130.000 Jahre zu gewinnen. Darüberhinaus wurde versucht, den Eis-, Temperatur- und Salinitätseffekt auf das Sauerstoffisotopensignal in Sedimentkernen hoher nördlicher Breiten zu quantifizieren. Isotopenmessungen an Foraminiferen aus Sedimentoberflächen wurden herangezogen, um einen Einblick in die Ökologie der planktischen Foraminifere *N. pachyderma* (sin.) zu gewinnen.

Änderungen in den Sauerstoff- und Kohlenstoff-Isotopensignalen von *N. pachyderma* (sin.) aus Oberflächensedimenten dokumentieren neben horizontalen vor allem auch vertikale Veränderungen von Wassermassengrenzen (die durch Temperatur- und Salinitätsfelder des Ozeans bestimmt werden), da *N. pachyderma* (sin.) entsprechend der Beschaffenheit der unterschiedlichen Wassermassen drastische Änderungen in ihren Tiefenhabitaten aufweist.

Es konnte gezeigt werden, daß in den untersuchten Gebieten regional und zeitlich variabel eine scheinbare Erhöhung des Eiseffektes herbeigeführt wurde. Dies geschah vor allem während einer Termination durch die direkte Zufuhr von Schmelzwässern von nahegelegenen Kontinenten oder im Verlauf der Termination und in den Interglazialen durch die Zufuhr isotopisch leichten Wassers aus Flüssen. Eine vom Europäischen Nordmeer in das Nordpolarmeer zunehmende Überprägung des "globalen" Eiseffekts (durch die Zufuhr isotopisch leichten Wassers) konnte nicht nachgewiesen werden.

Mit Hilfe eines Modells wurde versucht, den Einfluß von Temperatur und Salinität auf das globale Eisvolumensignal während der letzten 130.000 Jahre quantitativ zu erfassen. Zusammen mit den Untersuchungsergebnissen bildete dieser Datensatz die Grundlage für die Rekonstruktion der paläo-ozeanographischen Entwicklung des Nordpolarmeeres und Europäischen Nordmeeres für diesen Zeitabschnitt.

Die Vorstellung einer relativ mächtigen permanenten Meereisbedeckung in den Glazialzeiten im Europäischen Nordmeer und Nordpolarmeer muß weitestgehend durch die Vorstellung einer saisonal stark variablen und regional häufig aufreißenden Packeisdecke ersetzt werden.

Lediglich in Isotopenstadium 5e konnte im Gebiet der Framstraße ein Hinweis auf lokale Tiefenwasserbildung gefunden werden.

### Abstract

Oxygen and carbon isotope measurements were carried out on tests of planktic foraminifers *N. pachyderma* (sin.) from eight sediment cores taken from the eastern Arctic Ocean, the Fram Strait, and the Iceland Sea, in order to reconstruct Arctic Ocean and Norwegian-Greenland Sea circulation patterns and ice covers during the last 130,000 years. In addition, the influence of ice, temperature and salinity effects on the isotopic signal was quantified. Isotope measurements on foraminifers from sediment surface samples were used to elucidate the ecology of *N. pachyderma* (sin.).

Changes in the oxygen and carbon isotope composition of *N. pachyderma* (sin.) from sediment surface samples document the horizontal and vertical changes of water mass boundaries controlled by water temperature and salinity, because *N. pachyderma* (sin.) shows drastic changes in depth habitats, depending on the water mass properties.

It was able to be shown that in the investigated areas a regional and spatial apparent increase of the ice effect occurred. This happened especially during the termination I by direct advection of meltwaters from nearby continents or during the termination and in interglacials by supply of isotopically light water from rivers. A northwardly proceeding overprint of the "global" ice effect, increasing from the Norwegian-Greenland Sea to the Arctic Ocean, was not able to be demonstrated.

By means of a model the influence of temperature and salinity on the global ice volume signal during the last 130,000 years was recorded. In combination with the results of this study, the model was the basis for a reconstruction of the paleoceanographic development of the Arctic Ocean and the Norwegian-Greenland Sea during this time interval.

The conception of a relatively thick and permanent sea ice cover in the Nordic Seas during glacial times should be replaced by the model of a seasonally and regionally highly variable ice cover. Only during isotope stage 5e may there have been a local deep water formation in the Fram Strait.

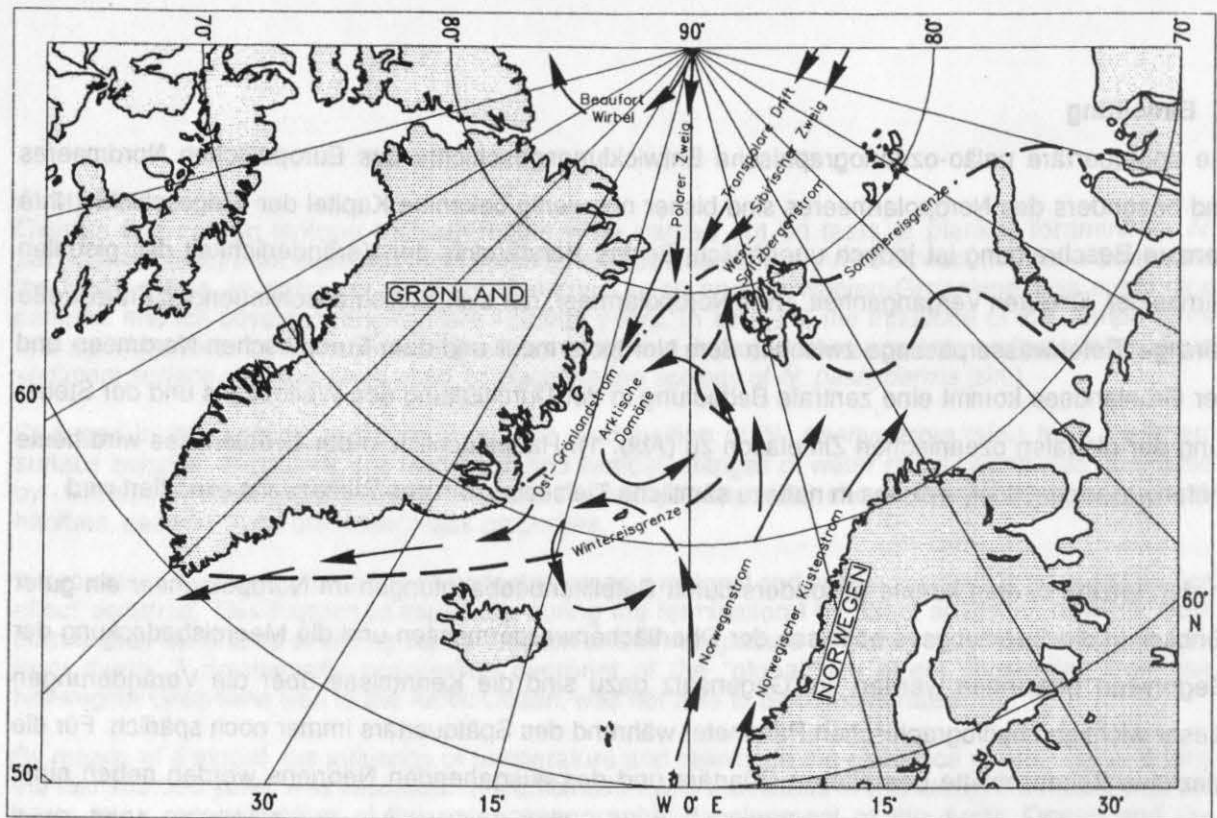
## 1. Einleitung

Die spätquartäre paläo-ozeanographische Entwicklungsgeschichte des Europäischen Nordmeeres und besonders des Nordpolarmeeres sind bisher nur wenig bekannte Kapitel der Erdgeschichte. Ihre genaue Beschreibung ist jedoch unerlässlich für das Verständnis der Veränderlichkeit des globalen Klimas der jüngsten Vergangenheit. Dem Nordpolarmeer, der sich südlich anschließenden Framstraße -einzige Tiefenwasserpassage zwischen dem Nordpolarmeer und dem Europäischen Nordmeer- und der Grönlandsee kommt eine zentrale Bedeutung in der Durchlüftung des Weltozeans und der Steuerung der globalen ozeanischen Zirkulation zu (Abb. 1). Hauptsächlich in der Grönlandsee wird heute Tiefenwasser gebildet, welches in nahezu sämtliche Tiefseebecken des Weltozeans exportiert wird.

In den letzten Jahren konnte besonders durch Satellitenbeobachtungen im Nordpolarmeer ein guter Einblick in die Strömungsverhältnisse der Oberflächenwassermassen und die Meereisbedeckung der Gegenwart gewonnen werden. Im Gegensatz dazu sind die Kenntnisse über die Veränderungen dieser wichtigen hydrographischen Parameter während des Spätquartärs immer noch spärlich. Für die glazialen Zeitabschnitte des älteren Quartärs und des ausgehenden Neogens werden neben einer völlig eisfreien Arktis (Stigebrandt 1985) ein mit einer Packeisdecke (Herman & Hopkins 1980, Clark 1982) und ein mit einem mächtigen Eisschild überzogenes Nordpolarmeer diskutiert (Hughes et al. 1977).

Der Wechsel von Glazial- und Interglazialzeiten während der letzten 200.000 Jahre führte zu deutlichen Veränderungen der Eigenschaften der Oberflächenwassermassen des Nordpolarmeeres und des Europäischen Nordmeeres (z. B. Bischof 1990, Kassens 1990, Spielhagen 1990, Vogelsang 1990). Durch das Abschmelzen von Meereis und den wieder einsetzenden Zustrom von relativ warmem Nordatlantikwasser in den Interglazialzeiten waren die Oberflächenwassermassen im östlichen Europäischen Nordmeer extremen Salinitäts- und Temperaturschwankungen ausgesetzt. Im Gegensatz dazu dürfte das Nordpolarmeer weniger von diesen extremen klimatischen Auswirkungen betroffen gewesen sein.

Das Ziel dieser Arbeit besteht darin, auf der Grundlage eines guten stratigraphischen Gerüsts, die spätquartäre paläo-ozeanographische Entwicklung des Europäischen Nordmeeres und des Nordpolarmeeres zu rekonstruieren. Besonders soll eine quantitative Abschätzung regionaler Einflüsse auf das globale Sauerstoffisotopensignal vorgenommen werden.



**Abb. 1:** Übersichtskarte des Europäischen Nordmeeres und des Nordpolarmeeres mit der Eisbedeckung (langjähriges Mittel, nach Vinje 1977) für die Sommer (— · — · —) - und Wintermonate (— — —) und den Oberflächenströmungen im Europäischen Nordmeer und Nordpolarmeer (nach Gorshikov 1983). Zusätzlich ist das rezente Eisdriftmuster des Nordpolarmeeres (aus Pfirman et al. 1989) eingezeichnet.

Arktische Tiefseesedimente speichern die geologische Veränderlichkeit besonders gut definierter klimatischer Parameter. Zu den gespeicherten und wieder abrufbaren "Signalen" zählen die Verbreitung der Eisdecke, der Zufluß von Süßwasser aus den dem Nordpolarmeer benachbarten Landgebieten, und die Transportrichtungen der atmosphärischen Zirkulation über dem Nordpolarmeer, die die Bewegung der Oberflächenwassermassen und des Eises wesentlich bestimmen. Die gespeicherten Paläo-Umweltsignale, in diesem Falle die stabilen Isotopenverhältnisse planktischer Foraminiferenschalen, erlauben uns die paläo-ozeanographische Geschichte und die damit einhergehenden Änderungen in den Eigenschaften ihrer Wassermassen zu rekonstruieren und zu verstehen.

Hochauflösende Sauerstoffisotopenkurven ermöglichen einen Einblick in die Abfolge der spätquartären Vereisungsphasen. Kohlenstoffisotopenprofile können eine zusätzliche Information zur Durchlüftungsqualität der Oberflächenwassermassen geben. Der Verlauf von  $\delta^{18}\text{O}$ -Profilen ist in Sedimentkernen spätquartären Alters aus allen Ozeanbecken der Welt charakteristisch ähnlich und kann daher zur relativen Datierung und zur Kernkorrelation genutzt werden. Die einzelnen Meßwerte und die Abweichungen vom globalen "Normalprofil" geben Auskunft über die Temperatur- und Salinitätsverhältnisse zur Ablagerungszeit der Sedimente. Salinitätsschwankungen, die eine wichtige Funktion für die Bil-

dungsbedingungen von Meereis besitzen, lassen sich besonders gut in Meeresgebieten bestimmen, in denen die Wassertemperatur nahe der Gefrierpunktemperatur von Meerwasser liegt, d. h., eine gewisse Temperaturuntergrenze nicht unterschritten werden kann. Stratigraphisch kurzfristig auftretende, besonders niedrige Salzgehalte im Nordpolarmeer weisen auf einen Zustrom von Schmelzwasser kontinentaler Eismassen (Abschmelzereignis) oder auf einen erhöhten Zustrom von Flußwasser hin. Damit ist eine Korrelation zu klimatischen und geomorphologischen Veränderungen auf den umliegenden Kontinenten möglich.

### 1.1 Problematik und Fragestellung

Der Eiseffekt für den Wechsel zwischen letztem Glazial und Interglazial beträgt 1.1 ‰ bis 1.45 ‰  $\delta^{18}\text{O}$ , bestimmt an Sauerstoff-Isotopenkurven niedriger Breiten (Duplessy 1978, Labeyrie et al. 1987). Im Nordatlantik erreicht die  $\delta^{18}\text{O}$ -Amplitude (überprägt durch "Salinitäts"- und Temperatureffekte) für den Übergang vom letzten Glazial zum Interglazial örtlich sogar 2.5 ‰ bis 3.0 ‰ (Duplessy et al. 1986; Bard et al. 1987a).

Verursacht wird der Eiseffekt durch das rhythmische Abschmelzen und den Wiederaufbau der globalen Eismassen. Während der Abschmelzphasen ist eine Überprägung des Eiseffekts im Sauerstoff-Isotopensignal von der Norwegisch-Grönländischen See bis in das Nordpolarmeer zu beobachten (Abb. 2). Es ist unwahrscheinlich, daß gerade in diesem Gebiet ein drastischer Anstieg der Oberflächenwassertemperatur allein zu der Erhöhung der  $\delta^{18}\text{O}$ -Amplitude geführt hat. Postuliert man, daß diese Erhöhung der  $\delta^{18}\text{O}$ -Amplitude durch die Präsenz einer brackischen Oberflächenwassermasse als Produkt direkter Zufuhr sauerstoffisotopisch leichten Wassers

- vom teilweisen Abschmelzen der kontinentalen arktischen Eismassen oder / und
- durch erhöhte Flußzufuhr der umgebenen Kontinente

verursacht wird, dann folgt daraus eine Verdünnung bzw. Aussüßung der Oberflächenwassermassen (und damit ein "leichteres" Sauerstoff-Isotopensignal) des Nordpolarmeeres und direkt angrenzender Meeresgebiete während einer Abschmelzphase und in den Interglazialen.

Bisherige Sauerstoffisotopen-Untersuchungen an arktischen und subarktischen Tiefseesedimenten konnten dieses erwartete Ergebnis bestätigen (Jansen et al. 1990; Zahn et al. 1985). Sie weisen einen um ca. 0.9 ‰ (gegenüber dem globalen Signal) "erhöhten" Sauerstoff-Isotopenhub während der Termination I auf, der durch Temperatureffekte allein nicht hinreichend erklärt werden kann. Im synoptischen Überblick sollten planktische Sauerstoff-Isotopenprofile vom Nordpolarmeer bis in den Nordatlantik daher eine kontinuierliche Abnahme des Sauerstoff-Isotopenhubs für die Termination I von



Nord nach Süd zeigen, entsprechend des nach Süden hin abnehmenden Einflusses isotopisch leichten Wassers. Hahn et al. (1990) konnten eine klimatische Ausnahmesituation, das Aufbrechen des Barentsseeischildes (ca. 14.000 J. v. h.) die Ausbreitung einer Schmelzwasserlinse im östlichen Europäischen Nordmeer nachweisen.

Anhand zuverlässiger und durch Altersdatierungen abgesicherter Sauerstoff-Isotopenstratigraphien für das Nordpolarmeer, die Framstraße und die Islandsee für die letzten ca. 130.000 Jahre sollen daher im Verlauf dieser Arbeit folgende Fragen geklärt werden:

-Kann man regionale Temperatur- und "Salinitäts"-Einflüsse auf das globale Sauerstoffisotopensignal in Sedimentkernen hoher Breiten quantifizieren und voneinander trennen ?

-Wie stark ist die Überprägung des "Eiseffekts" in hohen nördlichen Breiten durch die Zufuhr isotopisch leichten Wassers zu den Oberflächenwassermassen während einer Abschmelzphase ?

-Können eventuell anhand der Sauerstoff- und Kohlenstoffisotopenverhältnisse von *N. pachyderma* (sin.) aus arktischen Sedimenten Rückschlüsse über ihre fossilen "Lebensgewohnheiten" gewonnen werden ?

Ferner wird anhand eines Modells zu klären versucht, inwieweit die Oberflächenzirkulation des Europäischen Nordmeeres in den letzten 130.000 Jahren durch den Wechsel von Warm- und Kaltzeiten und den damit einhergehenden Schwankungen im globalen Eisvolumen verändert wurde. Weiterhin sollen damit Rückschlüsse über die paläo-ozeanographische Entwicklungsgeschichte des Nordpolarmees, der Framstraße und der Islandsee im Vergleich zum Ostteil des Europäischen Nordmeer gezogen werden.

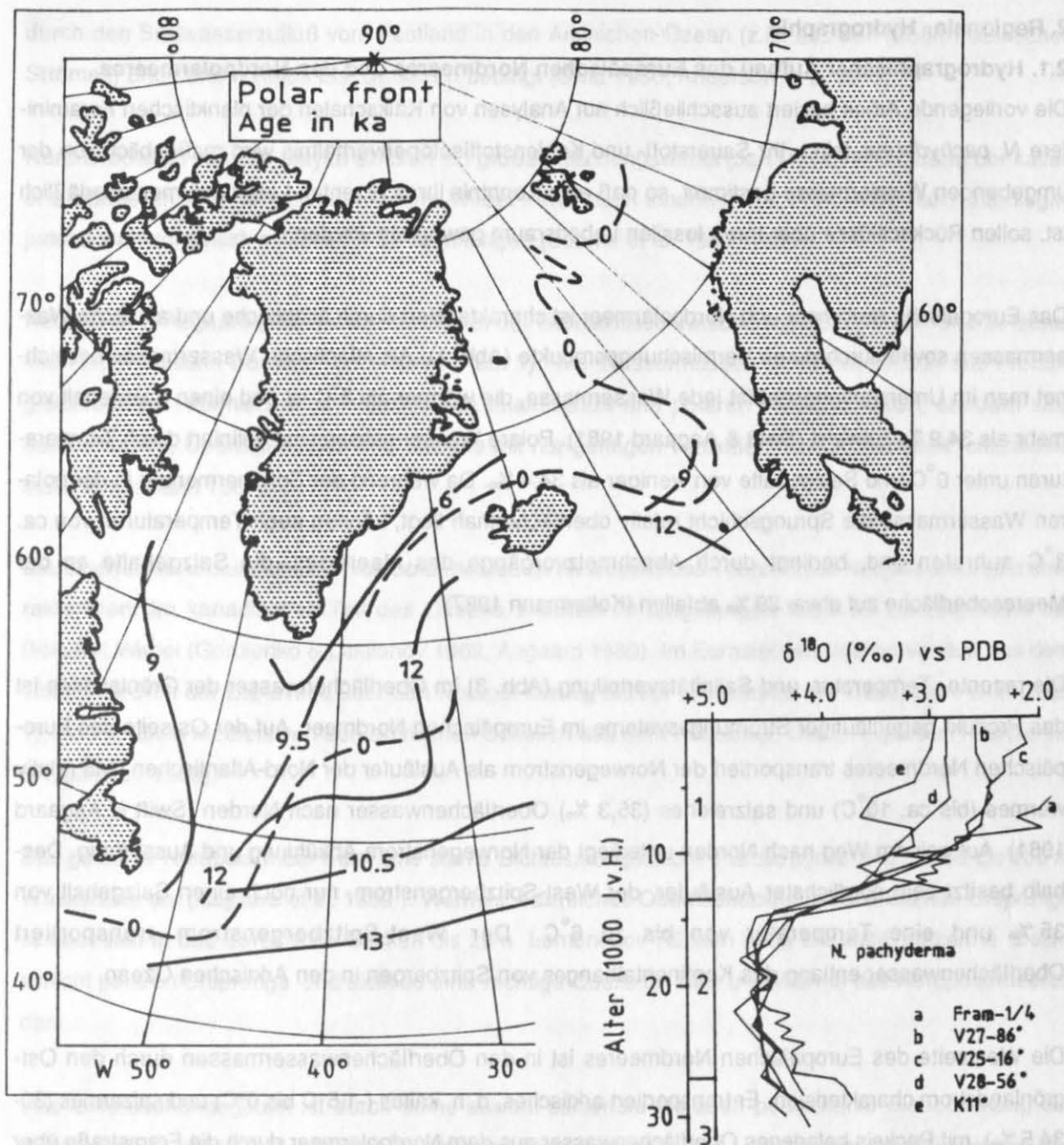


Abb. 2: (Große Karte)- Rückzug der Polarfront im Nordatlantik zwischen dem letzten Hochglazial und dem heutigen Interglazial (adaptiert aus Thiede 1988).

(Kleine Karte)- Sauerstoffisotopen-Kurven aus der Norwegisch-Grönländischen See und dem Fram-Becken des Nordpolarmeeres (aus Zahn et al. 1985). Während die Sauerstoffisotopen-Kurven aller Kerne in Isotopenstadium 2 einen nahezu deckungsgleichen Verlauf zeigen, ist während der Termination und innerhalb des Isotopenstadiums 1 ein signifikanter und regional "geordneter" Unterschied in den  $\delta^{18}\text{O}$ -Kurven zu erkennen.

## 2. Regionale Hydrographie

### 2.1. Hydrographischer Aufbau des Europäischen Nordmeeres und des Nordpolarmeeres

Die vorliegende Arbeit basiert ausschließlich auf Analysen von Kalkschalen der planktischen Foraminifere *N. pachyderma* (sin.). Ihr Sauerstoff- und Kohlenstoffisotopenverhältnis wird maßgeblich von der umgebenden Wassermasse bestimmt, so daß eine Kenntnis ihres rezenten Lebensraumes unerlässlich ist, sollen Rückschlüsse über ihren fossilen Lebensraum gewonnen werden.

Das Europäische Nordmeer und Nordpolarmeer ist charakterisiert durch atlantische und arktische Wassermassen sowie durch deren Vermischungsprodukte (Abb. 1). Als atlantische Wassermasse bezeichnet man im Untersuchungsgebiet jede Wassermasse, die wärmer als  $3^{\circ}\text{C}$  ist und einen Salzgehalt von mehr als 34,9 ‰ aufweist (Swift & Aagaard 1981). Polare Wassermassen sind definiert durch Temperaturen unter  $0^{\circ}\text{C}$  und Salzgehalte von weniger als 34,4 ‰. Da während der Sommermonate in der polaren Wassermasse die Sprungschicht relativ oberflächennah liegt, können auch Temperaturen von ca.  $3^{\circ}\text{C}$  auftreten und, bedingt durch Abschmelzvorgänge des Meereises, die Salzgehalte an der Meeresoberfläche auf etwa 29 ‰ abfallen (Koltermann 1987).

Die rezente Temperatur- und Salinitätsverteilung (Abb. 3) im Oberflächenwasser der Grönlandsee ist das Produkt gegenläufiger Strömungssysteme im Europäischen Nordmeer. Auf der Ostseite des Europäischen Nordmeeres transportiert der Norwegenstrom als Ausläufer der Nord-Atlantischen Drift relativ warmes (bis ca.  $10^{\circ}\text{C}$ ) und salzreiches (35,3 ‰) Oberflächenwasser nach Norden (Swift & Aagaard 1981). Auf seinem Weg nach Norden unterliegt der Norwegenstrom Abkühlung und Aussüßung. Deshalb besitzt sein nördlichster Ausläufer, der West-Spitzbergenstrom, nur noch einen Salzgehalt von 35 ‰ und eine Temperatur von bis zu  $6^{\circ}\text{C}$ . Der West-Spitzbergenstrom transportiert Oberflächenwasser entlang des Kontinentalhanges von Spitzbergen in den Arktischen Ozean.

Die Westseite des Europäischen Nordmeeres ist in den Oberflächenwassermassen durch den Ostgrönlandstrom charakterisiert. Er transportiert arktisches, d. h. kaltes ( $-1,5^{\circ}\text{C}$  bis  $0^{\circ}\text{C}$ ) und salzarmes (30-34,5 ‰), mit Packeis beladenes Oberflächenwasser aus dem Nordpolarmeer durch die Framstraße über den ostgrönländischen Schelf und durch den östlichen Teil der Grönlandsee nach Süden (Swift & Aagaard 1981). Dieser Strom fließt als ca. 100 km breiter und nicht einmal 100 m mächtiger (aus Vogelsang 1990 nach pers. Mittlg., Meincke), ostwärts ausdünnender Keil entlang des grönländischen Kontinentalhanges (Johannesen 1986) nach Süden.

Der Ostgrönlandstrom ist der größte Abfluß des arktischen Meereises. Die Driftgeschwindigkeiten sind mit 0,3 cm/s bei  $81^{\circ}\text{N}$  ungewöhnlich hoch und erreichen ihr Maximum entlang des grönländischen Kontinentalhanges in der Framstraße (Vinje & Finnekåsa 1986). Die relativ geringe Salinität ist vor allem



durch den Süßwasserzufluß vom Festland in den Arktischen Ozean (z.B. aus den großen sibirischen Strömen) und durch lokales Eisschmelzen bedingt (Swift 1986; Anderson et al. 1989).

Nordnordöstlich von Jan Mayen existiert ein großer Mischungswirbel (Jan Mayen Polarstrom) der kalten und wärmeren Wassermassen. Kleinere Wirbel treten auch innerhalb der Framstraße auf, unterliegen jedoch wahrscheinlich saisonalen Schwankungen (Bourke et al. 1987, 1988).

Nach Swift & Aagaard (1981) wird das Gebiet der Grönlandsee zwischen den 35,0‰ und 34,5‰ Isohalinen als "Arktische Domäne" bezeichnet (Abb. 1). Ihre Wassermassen sind nicht einfach das Produkt gleichförmiger Vermischungsvorgänge von atlantischen und polaren Wassermassen, sondern sind durch Fronten, Überlagerungen und Gebiete mit nur geringen vertikalen Dichtegradienten charakterisiert (Koltermann 1987).

Die Oberflächenzirkulation des Nordpolarmeeres ist im wesentlichen durch zwei Hauptströmungen charakterisiert. Im kanadischen Teil des Ozeans zirkuliert im langjährigen Mittel im Uhrzeigersinn der Beaufort Wirbel (Gordienko & Laktionov 1969, Aagaard 1989). Im Eurasischen Becken verläuft aus dem Gebiet nördlich der Laptevsee über den Nordpol hinweg bis zur Framstraße die Transpolare Drift (Abb. 1), die vor allem Meereis von den sibirischen Schelfen aus dem Arktischen Ozean exportiert (Gordienko & Laktionov 1969).

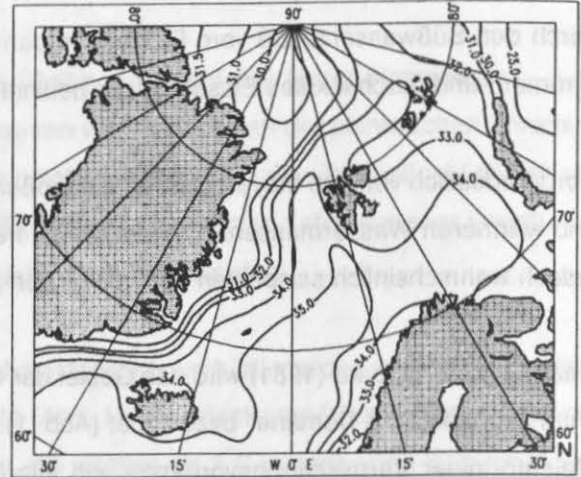
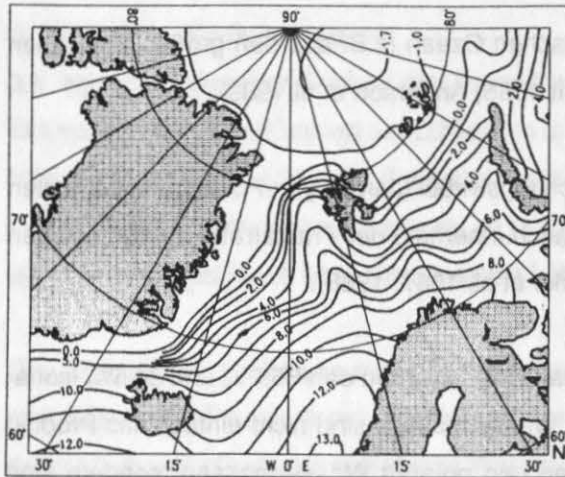
Das gesamte Nordpolarmeer weist eine starke Dichtesprungschicht ("arctic pycnocline") in 50 bis 100 m Wassertiefe auf (Aagaard et al. 1989). Warmes, salzreiches Oberflächenwasser atlantischen Ursprungs schiebt sich in das Eurasische Becken bis zum Lomonosov-Rücken unter die kalte, salzarme Deckschicht polaren Ursprungs und stellt so eine wichtige Quelle für Salz und Wärme des Nordpolarmeeres dar.

Das Untersuchungsgebiet ist durch seine sowohl saisonale als auch permanente Eisbedeckung ein Gebiet, in dem kontinuierlich Wassermassen modifiziert werden. Der Lebensraum der planktischen Foraminifere *N. pachyderma* (sin.) in dieser Region ist daher ständigen Schwankungen unterworfen. An der Oberfläche kann das Wasser durch Kontakt mit der Atmosphäre und dem Meereis abgekühlt oder erwärmt werden. Der Salzgehalt ist entsprechend den Aufbau- oder Abschmelzvorgängen von Meereis sowie Verdunstung und Niederschlag ständigen Schwankungen (29‰ bis 35‰) unterworfen. Abbildung 3 zeigt die Salinitäts- und Temperaturverteilung im Untersuchungsgebiet im Sommer (nach Gorshikov 1983; Koltermann & Lüthje 1989).

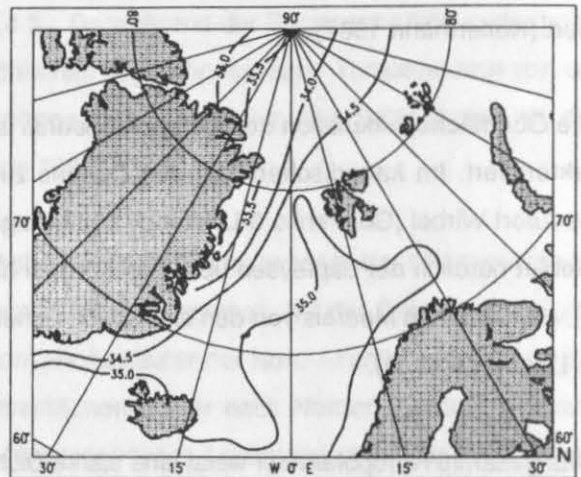
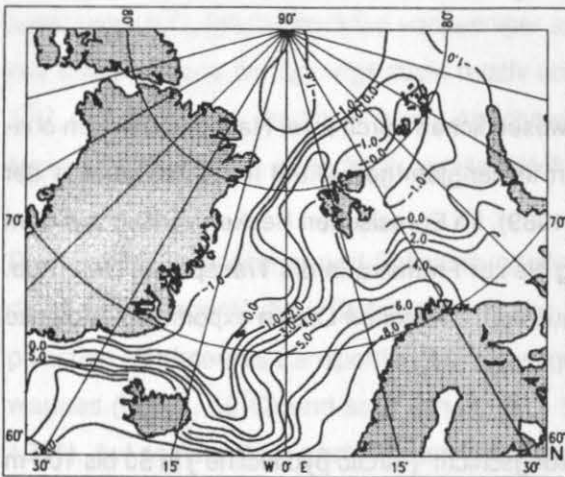
# SOMMER

TEMPERATUR °C

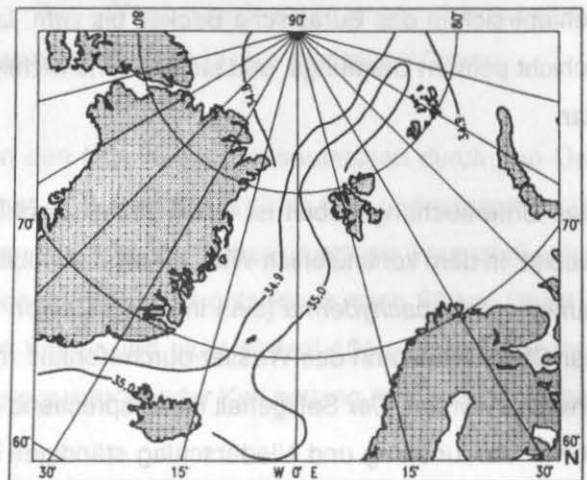
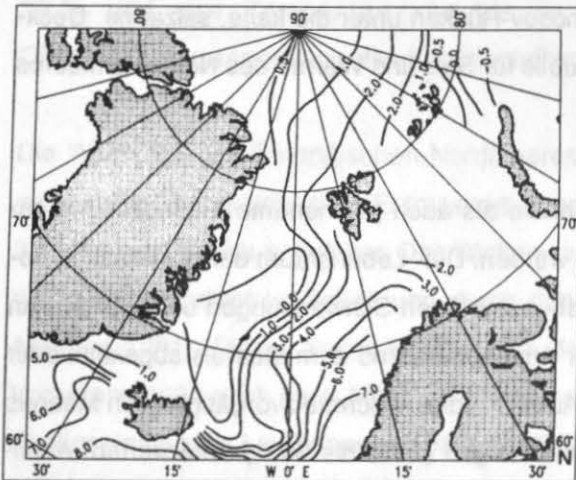
SALINITÄT ‰



0 m



100 m



300 m

**Abb. 3:** Temperatur- und Salinitätsverteilung im Arbeitsgebiet im Sommer an der Wasseroberfläche, in 100m Wassertiefe und in 300m Wassertiefe (nach Koltermann & Lüthje 1989, Gorshikov 1983).

## 2.2. Meereisbedeckung

Das Nordpolarmeer und Teile des Europäischen Nordmeeres sind ganzjährig mit Meereis bedeckt. Abbildung 1 zeigt das heutige Bewegungsmuster des meist nur wenige Meter dicken Meereises im Nordpolarmeer. Entsprechend den Bewegungen der Oberflächenwassermassen teilt es sich in den Beaufort-Wirbel über dem Amerasischen Becken und der Transpolaren Drift über dem Eurasischen Becken auf (siehe auch Abb. 4). Mit der Transpolardrift verläßt ein Großteil des Arktischen Meereises das Nordpolarmeer über die Framstraße. In der östlichen Framstraße trifft es auf den relativ warmen Westspitzbergenstrom und schmilzt teilweise ab. Andere Teile des Arktischen Meereises gelangen mit dem Ostgrönlandstrom noch bis in die Labradorsee. Abbildung 1 zeigt die nach Vinje (1977) über den Zeitraum von 1966 bis 1977 integrierte mittlere Eisrandlage im Europäischen Nordmeer und dem westlichen Eurasischen Becken. Daraus ist ersichtlich, daß die saisonalen Schwankungen der Meereisbedeckung in der Framstraße und im Europäischen Nordmeer sehr groß sein können. In der Framstraße und in der nördlichen Barentssee kann heute in fast allen Monaten des Jahres Meereis auftreten. Große Teile des Ostgrönlandstromes sind ganzjährig zu mehr als 70 % mit Meereisschollen bis zu 100 km Durchmesser bedeckt (Abb. 1) (Vinje & Finnekåsa 1986). Die nahezu geschlossene Eisdecke kann in besonders eisreichen Wintern bis an die Nordküste Islands reichen und im Osten die Westküste Spitzbergens verschließen; andererseits kann in besonders günstigen Sommern auch die Ostküste Grönlands südlich von  $74^{\circ}\text{N}$  nahezu eisfrei und die Meereisbedeckung in der Framstraße stark reduziert sein (Koch 1945). Ebenso weist die nördliche Hälfte der Barentssee starke saisonale Schwankungen in der Meereisbedeckung auf, doch wird der Bereich nördlich von  $75^{\circ}\text{N}$  selten ganzjährig eisfrei (Vinje 1985). In kalten, ungünstigen Sommern kann auch Spitzbergen ganzjährig von Meereis eingeschlossen bleiben (Koch 1945).

## 3. Nordpolarmeer und Europäisches Nordmeer während der vergangenen 130.000 Jahre

### 3.1. Bisheriger Kenntnisstand der paläo-ozeanographischen Entwicklung

Aufgrund der witterungsbedingten schwierigen, kostenaufwendigen und bisher noch ungenügenden Erforschung des Nordpolarmeeres bestehen zur Ablagerungsgeschichte der Sedimente nur wenige Vorstellungen hinsichtlich der paläo-ozeanographischen Entwicklung dieses Tiefseebeckens. Insbesondere die spätquartäre Vereisungsgeschichte wird von verschiedenen Autoren kontrovers diskutiert. So gibt es Vorstellungen über eisfreie Oberflächenwasser während der Glaziale, aber eisbedeckte Oberflächenwassermassen in den Interglazialen (Donn & Ewing 1966, Donn & Shaw 1967, Ewing 1971, Olausson 1972). Daneben sind Hypothesen relativ konsolidierter Eisschelfe (Hughes et al. 1977) oder einer Packeisdecke (Herman & Hopkins 1980, Clark 1982) in Glazialzeiten für die spätquartäre klimatische Entwicklung des Nordpolarmeeres zu finden.

Bisherige Forschungsergebnisse aus dem zentralen und östlichen Nordpolarmeer lassen zumindest für das spätquartäre Klimageschehen weder in den Interglazialen noch in den Glazialen eisfreie Oberflächenwassermassen erkennen (Morris & Clark 1986; Markussen et al., 1985; Aksu 1985; Thiede et al. 1990).

Die Stratigraphie arktischer Tiefseesedimente war bisher mit großen Unsicherheiten behaftet. Zum einen gab es nur wenige absolute Altersdatierungen (häufig nur Lithostratigraphien, mangels planktischer und benthischer Organismen) und zum anderen konnten aufgrund der häufig sehr geringen Sedimentationsraten arktischer Tiefseesedimente keine zeitlich hochauflösende Aufzeichnungen gewonnen werden. Die ersten verlässlichen Aussagen über die Sedimentationsraten des zentralen Nordpolarmeer basierten auf U/Th- und  $^{14}\text{C}$ -Datierungen und sind mit 1 bis 2 mm/1000 Jahre angegeben (Olsen & Broecker 1961, Ku & Broecker 1967). Paläomagnetische Untersuchungen der Sedimente bestätigten diese Ergebnisse (Steuerwald et al. 1968, Clark 1979, Hunkins et al. 1971, Aksu 1985). Eine Aminosäure-Stratigraphie (Sejrup et al. 1984) an Sedimenten des Nordpolarmeer hat erstmals die bestehende Chronologie in Frage gestellt. Sejrup et al. (1984) postulierten Sedimentationsraten in der Größenordnung von 2 cm/1000 Jahren. Neuere Untersuchungen an zentralen arktischen Tiefseesedimenten (Stabile Isotopen-Stratigraphie, Biostratigraphie) bestätigen wiederum Sedimentationsraten von 1-3 mm/1000 Jahre für das späte Pleistozän und Holozän des Nordpolarmeer (Aksu & Mudie 1985, Macko & Aksu 1986, Morris & Clark 1986, Marquard & Clark 1987).

Anhand von Sauerstoffisotopen-Stratigraphien und vereinzelt  $^{14}\text{C}$ -Datierungen wurden mittlere Sedimentationsraten für die letzten 400.000 Jahre für die Ostseite des Europäischen Nordmeeres (Jansen et al. 1983; Vogelsang 1990) von 1-3 cm/1000 Jahren und im Extremfall sogar bis zu 9 cm/1000 Jahre (Vogelsang 1990) ermittelt. Auf der Westseite betragen die mittleren Sedimentationsraten 1-2 cm/1000 Jahre (Vogelsang 1990). Neuere  $^{14}\text{C}$ -Datierungen ergaben auch für das östliche Nordpolarmeer (Nansen-Becken) Sedimentationsraten von 0.6-1.3 cm/1000 Jahre für die letzten 13.000 Jahre und für diesen Zeitabschnitt in der Framstraße 1-2 cm/1000 Jahre (Mienert et al., 1989; Jones & Keigwin 1988). Auf dem Yermak-Plateau wurden sogar Sedimentationsraten von 5-7 cm/1000 Jahre erreicht (Nowaczyk & Baumann 1990).

Marquard & Clark (1987) postulierten anhand von Sauerstoffisotopenuntersuchungen und Foraminiferenvergesellschaftungen aus Tiefseekernen des Nordpolarmeer und der Framstraße eine ständige Eisbedeckung im zentralen Nordpolarmeer und zeitweise eisfreie Oberflächenwasser in der nördlichen Framstraße während der letzten 600.000 Jahre. Sie schließen aus, daß atlantische Wassermassen während der letzten 600.000 Jahre jemals die Framstraße erreicht haben.



Nach Gard & Backmann (1990) (Nannoplanktonuntersuchungen) floß jedoch während der letzten 500.000 Jahre mehrfach atlantisches Oberflächenwassers über das Europäische Nordmeer und die Framstraße bis in das Nordpolarmeer. Für das letzte voll-interglaziale Sauerstoffisotopenstadium 5e postulieren sie ein starkes Norwegen-Westspitzbergen-Strömungssystem mit der Polarfront am nördlichen Ende der Framstraße und intensiven Eisbewegungen in der Framstraße. Für die Substadien 5b-d ist anhand ihrer Coccolithen-Daten zumindest in der Framstraße der Einfluß atlantischer Oberflächenmassen nicht zu erkennen, während in Substadium 5a ein Norwegen-Westspitzbergen-Strömungssystem mit relativ niedrig salinen Oberflächenwassermassen und partieller Eisbedeckung in der Framstraße nachgewiesen werden kann. Für die Isotopenstadien 4, 3 und 2 konnte nach diesen Untersuchungen ein Einfluß atlantischer Wassermassen in der Framstraße nicht nachgewiesen werden (Gard & Backmann 1990).

Markussen et al. (1986) stellten eine Litho- und Foraminiferenstratigraphie für kurze Sedimentkerne aus der Framstraße und aus dem Fram-Becken auf. Sie fanden Hinweise darauf, daß zumindest mit Beginn der Termination I auch ein Oberflächenwassermassen-Austausch zwischen dem Nordpolarmeer und dem Europäischen Nordmeer stattgefunden haben muß.

Miller et al. (1989) analysierten glazial-marine Sedimente westlich von Spitzbergen. Anhand von Foraminiferenvergesellschaftungen und sedimentologischen Untersuchungen schlossen sie auf eisfreie Bedingungen während der Isotopenstadien 5e und 5a. Sie vermuteten einen signifikanten Einfluß von nordatlantischem Oberflächenwasser während der Stadien 5a und 5e westlich von Spitzbergen.

Kellogg (1975, 1976, 1977) und Kellogg et al. (1978) postulierten anhand von Änderungen der Foraminiferen-Vergesellschaftung und Messungen des Karbonatgehaltes, daß in den letzten 450.000 Jahren nur im Isotopenstadium 5e und im Holozän ein starker Einstrom nordatlantischen Oberflächenwassers und eisfreie Bedingungen im europäischen Nordmeer zu erkennen sind. Kellogg (1980) räumte ein, daß eventuell im Südtail des Europäischen Nordmeeres auch vor 82.000 Jahren eisfreie Bedingungen geherrscht haben könnten. Gard & Backmann (1990) fanden in der Framstraße in den Sedimenten der Substadien 5a, e und im Holozän die größte Coccolithenhäufigkeit und folgerten daraus in Übereinstimmung mit Kellogg, daß dies die Zeiten der höchsten Oberflächenwasser-Temperaturen gewesen seien. Jedoch schlossen sie daraus nicht, daß nur in den Substadien 5a und 5e der Einstrom nordatlantischen Oberflächenwassers in dieses Gebiet stattgefunden hat. Gard & Backmann (1990) folgerten aufgrund der Coccolithenuntersuchungen, daß während der letzten 450.000 Jahre mehrfach atlantisches Oberflächenwasser selbst bis in extrem hohe nördliche Breiten (ca. 80°N) vorgedrungen ist. Die Oberflächenwasser-Temperaturen schienen vergleichbar mit den rezenten. Nach Kellogg (1980) bedeutet ein Anteil von 95 % *N.pachyderma*

(sin.) und mehr eine ständige Seeisbedeckung; er folgte daher für Substadium 5a eine permanente Eisbedeckung in der Framstraße. Diese Rückschlüsse stehen im Widerspruch zu den Aussagen von Gard & Backmann (1990), die anhand reicher Coccolithenvorkommen an der Stadiengrenze 4/5 saisonal eisfreie Oberflächenwassermassen in der Framstraße rekonstruierten.

Belanger (1982) postulierte anhand von Coccolithophoriden-Artengemeinschaften und benthischen Foraminiferen eisfreie Bedingungen im Europäischen Nordmeer für das letzte Interglazial. Für den Zeitraum zwischen 110.000 bis 59.000 Jahren (Stadium 5d-4) nahm er zumindest saisonal eisfreie Oberflächenwasser an, während er für den Zeitraum zwischen 59.000 bis 13.000 Jahren (Stadium 3 und 2) eine permanente Eisbedeckung im Europäischen Nordmeer voraussetzte.

Anhand von Isotopenanalysen und Foraminiferenvergesellschaftungen dokumentierte Beyer (1988) eine hydrographische Situation im Europäischen Nordmeer für den Zeitraum des letzten Interglazials, die der heutigen ähnelte. Für den Zeitraum zwischen 110.000 bis 59.000 Jahren folgte auch sie saisonal offenes Oberflächenwasser, diskutiert aber für den Zeitraum zwischen 59.000 bis 13.000 Jahren eine zumindest für bestimmte Zeitabschnitte permanente Eisbedeckung im Europäischen Nordmeer.

Labeyrie et al. (1987) und Duplessy et al. (1988) folgerten aufgrund von Isotopenanalysen ( $\delta^{18}\text{O}/\delta^{13}\text{C}$ ) eisfreie Verhältnisse in der Norwegensee in den Isotopenstadien 5, 4 und 1. Ramm (1989) postulierte anhand von Karbonatakkumulationsraten eisfreie Bedingungen für die Norwegensee in den Isotopenstadien 5e und 1. Für die Isotopenstadien 6 und 4 nahm er eine permanente Eisbedeckung mit niedrig salinem Oberflächenwasser an, während er für die Isotopenstadien 3 und 2 saisonal offenes Oberflächenwasser für die Norwegensee ableitete.

Vogelsang (1990) schloß anhand von Isotopenanalysen ( $\delta^{18}\text{O}/\delta^{13}\text{C}$ ) auf einen Einstrom von atlantischen Oberflächenwassermassen in das Europäische Nordmeer nur in den Interglazialen und im glazialen Stadium 4 während der letzten 400.000 Jahre. Während der extremen Glazialstadien (2.2 und 6.2) folgte sie ein Umkehr des Strömungssystems im Europäischen Nordmeer und eine Oberflächenwassermassenbedeckung durch Eis oder Schmelzwasser.

### **3.2. Deglaziation der nördlichen Hemisphäre nach dem letzten Hochglazial**

In Abbildung 2 ist der Rückzug der Polarfront des Nordatlantiks zwischen dem letzten Hochglazial und dem heutigen Interglazial dargestellt (adaptiert aus Thiede 1988). Weite Meeres- und Landflächen waren zwischen 21.000 und 18.000 Jahren v. h. von Eis bedeckt. 18.000 J. v. h. (Abb. 2) befanden sich die Gebiete nördlich von 40°N unter "voll-glazialen" Bedingungen. Die kontinentalen Eismassen

reichten in Europa bis ca. 50°N und in Nordamerika bis ca. 40°N. Die Polarfront, die Grenze der Meereisbedeckung, im Nordatlantik lag bei ca. 45°N. Erste Anzeichen einer leichten Erwärmung auf der nördlichen Hemisphäre konnten ca. 15.000 Jahre J. v. h. (Jones & Keigwin 1988) nachgewiesen werden. Der Nordatlantik nördlich von 50°N blieb weiterhin sehr kalt, nur der Eintrag an Eisbergen und Schmelzwasser nahm drastisch zu. 12.000 J. v. h. wurde der Beginn der Abschmelzphase deutlich sichtbar. Die kontinentale Eisgrenze hatte sich deutlich nach Norden verschoben, England und Schottland waren nahezu eisfrei und auch das polare Wasser im Nordatlantik zog sich deutlich nach Norden zurück. Dadurch erreichte warmes nordatlantisches Driftwasser wieder die Küsten Englands und Schottlands. Die Labrador- und Norwegensee waren noch sehr kalt aufgrund der Nähe zu den immer noch vorhandenen kontinentalen Eismassen in diesem Gebiet. Zwischen 11.000 und 10.000 J. v. h. fiel Europa wieder in einen "glazialen Modus" zurück. Einhergehend damit dehnten sich die polaren Wassermassen im Nordatlantik wieder bis fast an ihre "voll-glaziale" Position aus. 9.000 J. v. h. war auf der nördlichen Hemisphäre annähernd das heutige Klimaszenario erreicht. Nordatlantisches Driftwasser erreichte jetzt auch Teile der Norwegen- und Labradorsee und führte zu einer Erhöhung der Oberflächenwasser-Temperaturen. Ca. ab 7.000 J. v. h. entsprach die Wassermassen-Zirkulation im Nordatlantik dem rezenten Bild (Ruddiman 1987).

### 3.3. Lebensraum von *Neogloboquadrina pachyderma* (sin.)

Zur Rekonstruktion der Paläozeanographie des Oberflächenwassers anhand stabiler leichter Isotope mariner Kalkschaler im Europäischen Nordmeer und Nordpolarmeer wurde nur die planktische Foraminiferenart *Neogloboquadrina pachyderma* sinistral herangezogen. Die Zuordnung der Foraminiferenart erfolgte nach Bé (1977). *N. pachyderma* (sin.) toleriert extrem niedrige Temperaturen (bis ca. -1,4°C) (Bé & Tolderlund, 1971; Boltovskoy & Wright, 1976) und extreme Salinitätsschwankungen von 30,5 ‰ (Boltovskoy & Wright 1976) bis über 50 ‰ Salinität (frdl. mündl. Mitt. Spindler 1988). Sie ist rezent und fossil im Untersuchungsgebiet für den betrachteten Zeitraum der letzten 130.000 Jahre in den Sedimenten anzutreffen.

In der Literatur werden verschiedene Angaben über den vermuteten Lebensraum von *N. pachyderma* (sin.) gemacht. Nach Kellogg et al. (1978) steht die Sauerstoffisotopen-Zusammensetzung der Kalkschale von *N. pachyderma* (sin.) im isotopischen Gleichgewicht mit hydrographischen Bedingungen, die im nicht meereisbedeckten Teil des Untersuchungsgebietes einem Lebensraum in einer Wassertiefe von 80-100 m vorherrschen. Bé (1977) hingegen gibt den Hauptlebensraum von *N. pachyderma* (sin.) unterhalb von 100 m Wassertiefe an. Planktonfänge (Carstens 1988) zeigten ein Vorkommensmaximum von *N. pachyderma* (sin.) im Sommer in der Framstraße in einer Wassertiefe von 150-300 m und im östlichen Teil des Nordpolarmeeres von 50-100 m Wassertiefe (Abb. 23, 24). Winterplanktonfänge in der Framstraße und Grönländischen See (Carstens, pers. Mittlg. 1990) erbrachten nur ca. 1 %

der Sommerpopulation, so daß auf eine Reproduktion in den Sommermonaten oder kurz vorher geschlossen werden muß (vgl. Bé & Tolderlund 1971). Die vorgenommenen Isotopenmessungen an den Kalkschalen von *N. pachyderma* (sin.) reflektieren also hauptsächlich die hydrographischen Verhältnisse der oberflächennahen Schicht im Sommer.

Nach Kellogg et al. (1978) gibt das Sauerstoffisotopen-Signal von *N. pachyderma* unverändert (d. h., ohne zusätzliche artenspezifische Vitaleffekte) das globale Sauerstoffisotopen-Signal wieder, welches lediglich durch lokale "Salinitäts"- und Temperatureffekte modifiziert wurde. Das Kohlenstoff-Isotopenverhältnis von *N. pachyderma* (sin.) gibt die Kohlenstoff-Isotopenschwankungen im Oberflächenwasser wieder, die im wesentlichen von Gasaustauschprozessen zwischen dem Oberflächenwasser und der Atmosphäre bestimmt werden (Charles & Fairbanks 1990). Im Einzelfall kann das  $\delta^{13}\text{C}$ -Signal von *N. pachyderma* (sin.) zusätzlich über das  $\delta^{13}\text{C}$ -Verhältnis von Auftriebswässern überprägt werden (z. B. Labeyrie & Duplessy 1985).

#### 4. Methodik

Die vorliegende Arbeit basiert auf Sauerstoff- und Kohlenstoffisotopen-Analysen und AMS- $^{14}\text{C}$ -Datierungen (AMS=Accelerator Mass Spectrometry) an planktischen Foraminiferenschalen von *Neogloboquadrina pachyderma* (sin.). Das Material stammt aus Tiefseesedimenten des Nordpolarmeeres, der Framstraße und der Islandsee.

Hochauflösende Sauerstoffisotopenkurven sollen einen Einblick in die Abfolge der spätquartären Vereisungsphasen ermöglichen und erlauben eine detaillierte Rekonstruktion der Oberflächenwasserzirkulation. Kohlenstoffisotopenprofile können eine zusätzliche Information zur Durchlüftungsqualität der Oberflächenwassermassen geben. Der Verlauf von  $\delta^{18}\text{O}$ -Profilen ist in Sedimentkernen spätquartären Alters aus allen Ozeanbecken der Welt charakteristisch ähnlich und kann daher zur relativen Datierung und zur Kernkorrelation genutzt werden. Die einzelnen Meßwerte und die Abweichungen vom globalen "Normalprofil" geben Auskunft über die Temperatur- und Salinitätsverhältnisse zur Ablagerungszeit der Sedimente. Stratigraphisch kurzfristig auftretende, besonders niedrige Salzgehalte im Nordpolarmeer weisen auf einen Zustrom von Schmelzwasser kontinentaler Eismassen (Abschmelzereignis) oder auf einen erhöhten Zustrom von Flußwasser hin. Damit ist eine Korrelation zu klimatischen und geomorphologischen Veränderungen auf den umliegenden Kontinenten möglich. AMS- $^{14}\text{C}$ -Datierungen die besonders intensiv an den Kernen des östlichen Nordpolarmeeres vorgenommen wurden, sollen eine gute stratigraphische Kontrolle dieser Sedimente gewährleisten.



4.1. Auswahl des Probenmaterials

Eine Übersicht über die Positionen der Sedimentkerne geben Tabelle 1 und Abbildung 4 (vgl. Thiede 1988).

**Tab.1:** Kernstationen im Nordpolarmeer und im Europäischen Nordmeer (und Vergleichskerne aus anderen Arbeiten (GKG-Großkastengreifer, KAL-Kastenlot, SL-Schwerelot). Die Länge der Großkastengreifer beträgt durchschnittlich 40 - 50 cm, die Kernlänge der hier bearbeiteten Kasten- und Schwerelote liegt zwischen 4m bis 7m. Bei den Kernen, die mit einem Stern versehen sind (z. B. 21513-9\*) wurden für die hier vorliegende Arbeit lediglich die Oberflächenproben verwendet. Unter der in dieser Tabelle aufgeführten Positionsnummer sind die bearbeiteten Kerne in Abb. 4 zu finden.

Kern-Nr.	Gerät	Geographische Länge N	Position Breite	Wassertiefe (in Metern)	Positions- nummer
21513-9*	GKG	81°29,70´	31°26,50´E	582	12
21515-10*	GKG	81°34,50´	31°39,00´E	884	10
21519-11*	GKG	81°47,50´	31°30,30´E	2837	9
21520-10*	GKG	82°00,00´	32°00,00´E	2981	8
21522-19*	GKG	84°00,60´	30°19,00´E	4045	7
21523-15*	GKG	85°04,90´	29°11,20´E	4037	6
21524-1	GKG	85°21,50´	26°19,90´E	3634	5
21525-3	GKG	85°30,80´	25°17,80´E	3347	3
21527-10	GKG	86°05,80´	22°01,00´E	3704	2
21528-7	GKG	86°07,80´	23°09,50´E	3972	1
21529-7	GKG	85°23,60´	21°46,80´E	2913	4
21532-3*	GKG	82°47,80´	16°03,30´E	1377	114
21533-3	SL	82°01,90´	15°10,70´E	2030	110
21534-6*	GKG	81°19,60´	15°17,90´E	2265	11
21535-8	KAL	78°45,10´	01°51,00´E	2557	18
23247-1	SL	69°25,50´	17°07,00´W	1400	28
BS 88-6 #3*	GKG	67°24,59´	31°03,98´W	624	98
BS 88-6 #4*	GKG	67°21,93´	31°04,27´W	626	100
BS 88-6 #6*	GKG	67°04,72´	30°53,68´W	668	97
BS 88-6 #7*	GKG	67°74,26´	30°52,32´W	688	101
BS 88-6 #8*	GKG	66°27,13´	29°41,00´W	299	109
BS 88-6 #10B*	GKG	66°12,29´	30°59,29´W	496	99

**Kerne aus anderen Arbeiten:**

Norwegensee:

23055-3	KAL	68°25,40´	04°01,30´E(1)
23068-	KAL	67°50,00´	01°30,30´E (1)
323071-3	KAL	67°05,10´	02°54,50´E (1)
23074-1	KAL	66°40,00´	04°54,30´E (1)
23199	SL	68°22,53´	05°13,48´E (1)
23246-2	GKG	69°23,00´	12°55,00´W(1)

Framstraße:

21295-4	GKG	77°59,52´	02°25,23´E(2)
---------	-----	-----------	---------------

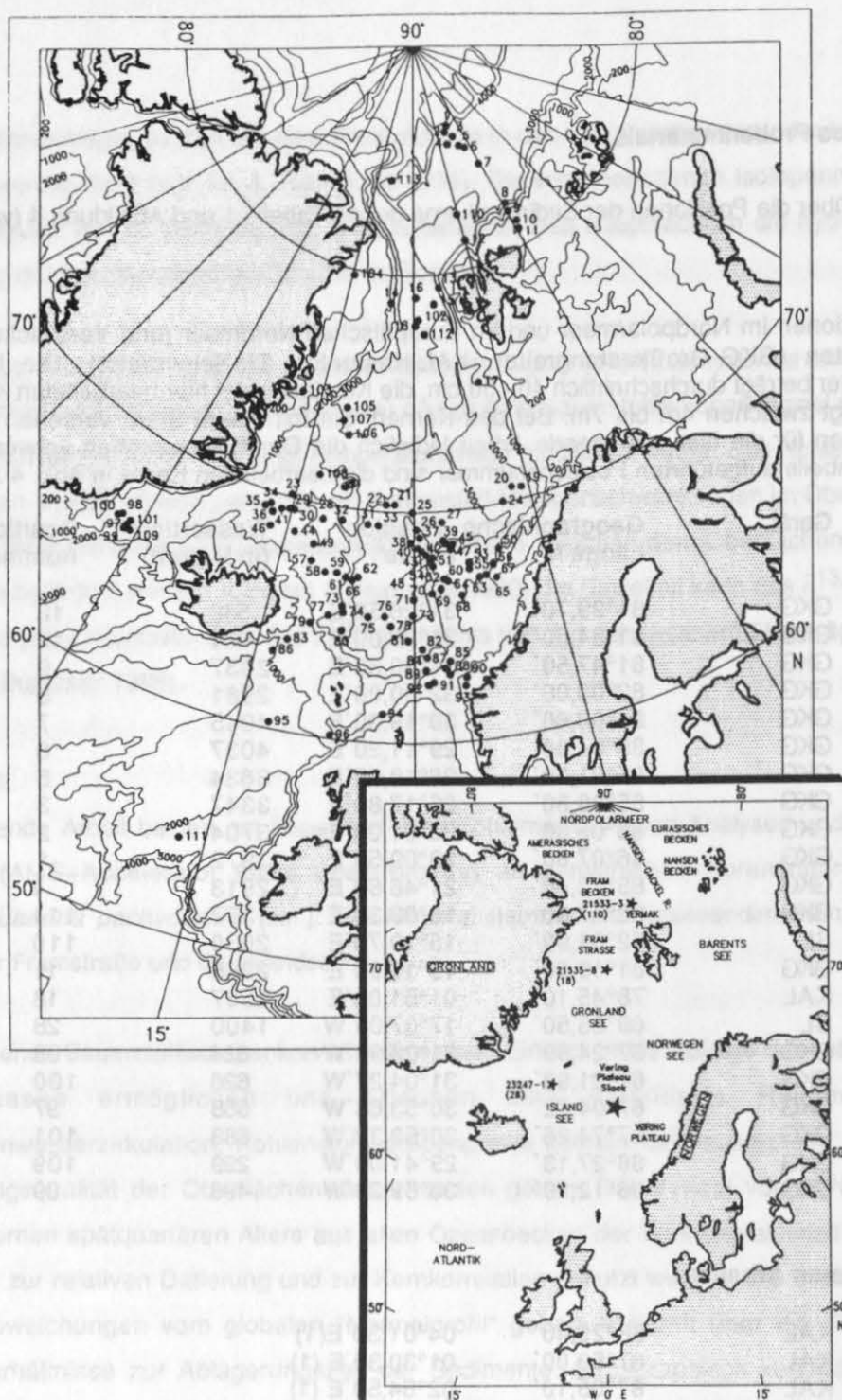
Arktis:

Fram I/4	SL	84°29,56´	08°58,39´W(3)
----------	----	-----------	---------------

Nordatlantik:

V 23-81	SL	54°2	16°8 W(4)
---------	----	------	-----------

(1) Vogelsang 1990, (2) Jones & Keigwin 1988, (3) Zahn et al. (1985), (4) Jansen & Veum (1990)



**Abb. 4:** (Große Karte)- Übersichtskarte sämtlicher Kernlokationen, an deren Positionen Probenmaterial für diese Arbeit verwendet wurde. Tabelle A2.1 (Anhang) enthält ein Verzeichnis der genauen Kernpositionen des verwendeten Kernmaterials (geogr. Position, Wassertiefe, Salinität und Wassertemperatur an der Oberfläche) und die gemessenen  $\delta^{18}\text{O}$ -/ $\delta^{13}\text{C}$ -Werte. Um flächendeckend arbeiten zu können, wurden bereits publizierte  $\delta^{18}\text{O}$ -Messungen aus Oberflächensedimenten im Untersuchungsgebiet herangezogen. Unter der jeweiligen Positionsnummer (1 bis 113) können die einzelnen Probenpunkte in Tabelle A2.1 gefunden werden.

(Kleine Karte)- Übersichtskarte mit den wichtigsten geographischen Provinzen des Untersuchungsgebietes und mit den Kernpositionen von Kern 23247-1, 21535-8, 21533-3 sowie einem "Stack" von Kernen vom Vøringplateau (Daten aus Vogelsang 1990)

#### 4.2. Probennahme und Probenaufbereitung

Die Probennahme erfolgte mit Großkastengreifern, Kastenloten (Querschnitt: 15x15 cm, 30x30 cm) und Schwereloten (Durchmesser: 12 cm) des Geologisch-Paläontologischen Institutes und Museums der Christian-Albrechts Universität zu Kiel und des GEOMAR in Kiel. Die Sedimentproben stammen von den Polarstern-Forschungsfahrten ARK II/4 (Augstein et al. 1984) und ARK IV/3 (Thiede et al. 1988) sowie von der Bjarni Seamundsson-Forschungsfahrt 88-6 (Mienert et al., in press,). Eine ausführliche Beschreibung der Sedimente mit den dazugehörigen Kernbeschreibungen der bearbeiteten Kerne aus dem Nordpolarmeer und der Framstraße sind in Spielhagen et al. (1988) zu finden. Kern 23247-1 ist ausführlich bei Birgisdottir (1990) beschrieben. Zusätzlich befindet sich im Anhang (A1) eine Kernbeschreibung der bearbeiteten Sedimentkerne.

An Bord ist von der ungestörten Oberfläche des Großkastengreifers der oberste Zentimeter Sediment sorgfältig mit einem Löffel über eine Fläche von  $17,5 \times 27,5 \text{ cm}^2$  beprobt worden.  $500 \text{ cm}^3$  Sediment wurden in eine 1000 ml Kautexflasche gefüllt und mit einer Methanol-Lösung konserviert. Die Sedimentkerne wurden kontinuierlich alle 1-2 cm in 1 bis 2 cm Intervallen beprobt.

Die Sedimentproben-Aufbereitung ist schematisch in Abbildung 5 dargestellt (Schema nach Ganssen 1983). Die Ausgangssedimentproben wurden zunächst gefriergetrocknet und anschließend durch  $63 \mu\text{m}$ -Siebe naßgesiebt. Vor jeder Siebung wurden die Siebe in einer Methylenblau-Lösung gespült, um so verschleppte Foraminiferen in der folgenden Probe zu kennzeichnen. Nach dem Naßsieben wurde das Probenmaterial  $>63 \mu\text{m}$  mit destilliertem Wasser gespült, um eine Überkrustung der Foraminiferengehäuse mit dem C-isotopisch schwereren Bikarbonat des Leitungswassers zu verhindern.

Die Foraminiferenschalen für die Isotopenanalyse von *N. pachyderma* (sin.) wurden aus der Fraktion 125-250  $\mu\text{m}$  ausgelesen. Es wurde darauf geachtet, möglichst juvenile, 4-kammerige Exemplare auszuwählen, um eventuelle Einflüsse einer Größen- oder Wassertiefen-abhängigen Isotopenfraktionierung auf die Fluktuationen in den Isotopenprofilen auszuschließen. Für die Isotopenanalyse wurden 20-30 Individuen pro Probe ausgelesen, um eine hohe statistische Zuverlässigkeit und analytische Reproduzierbarkeit der Isotopendaten zu gewährleisten (vgl. Schiffelbein & Hills 1984, Schiffelbein 1986).

Die Probenaufbereitung für die Isotopenanalyse entsprach den herkömmlichen Methoden (vgl. Duplessy 1978, Ganssen 1983). Vor der Messung wurden die Foraminiferengehäuse zerbrochen, um eine eventuell vorhandene Sedimentfüllung freizusetzen. Anschließend wurden sie ca. 15 Sekunden mit Methanol im Ultraschallbad gereinigt.

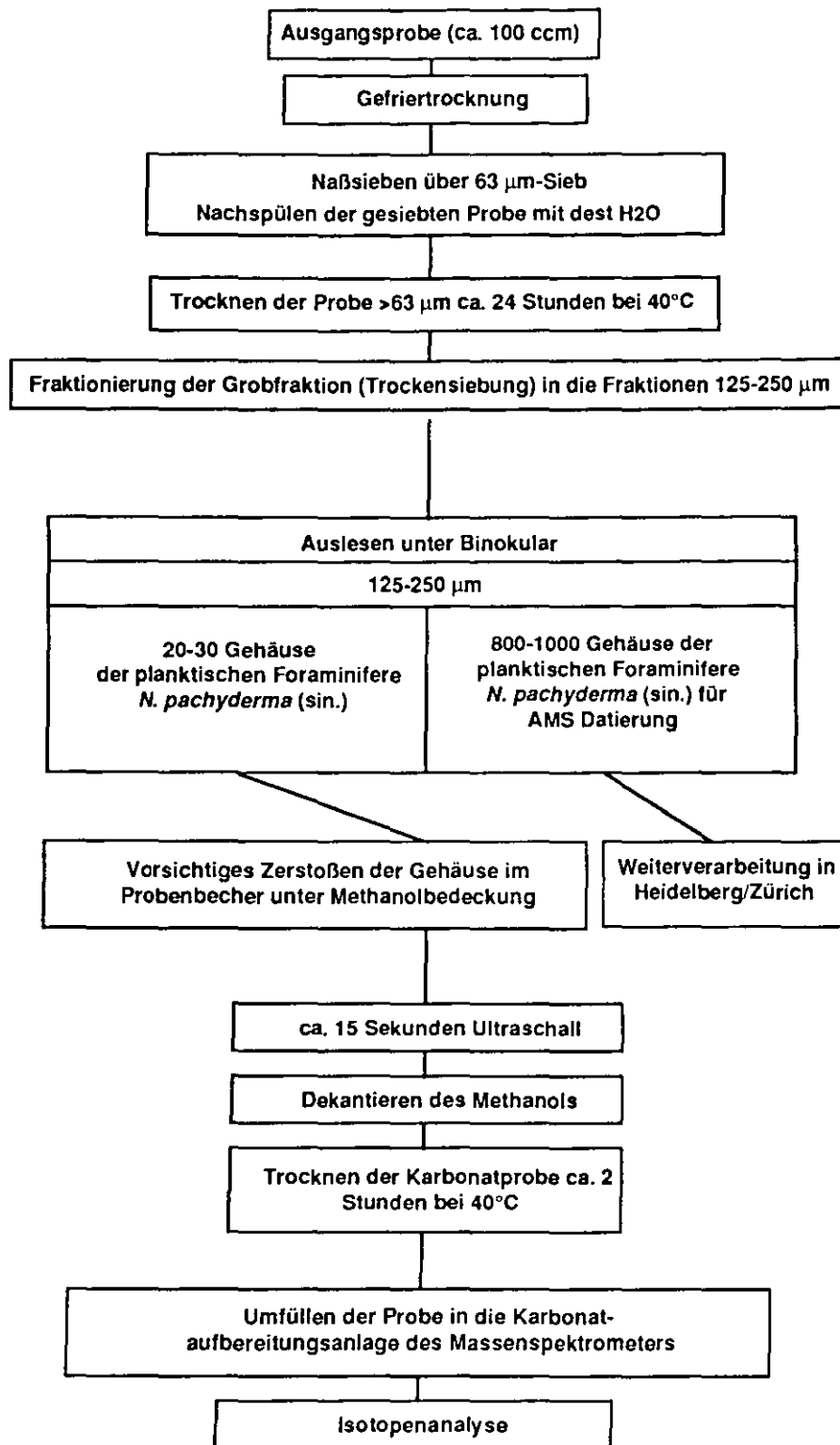


Abb. 5: Sedimentprobenaufbereitung, schematisch dargestellt.

Für die  $^{14}\text{C}$ -Datierungen wurden pro Probe 800-1000 Gehäuse der planktischen Foraminifere *N. pachyderma* (sin.) ausgelesen. Die Kohlenstoffproben ("targets") wurden im Institut für Umweltphysik, Heidelberg, hergestellt. Die Datierung erfolgte an der ETH-Zürich mit Hilfe der Tandem-Beschleuniger Technik ("tandem accelerator mass spectrometry").

### 4.3. Isotopenanalyse

#### 4.3.1. Meßfehlerbereich

Das Finnigan MAT 251 Massenspektrometer im C-14 Labor der CAU Kiel kann sehr kleine Probenmengen von  $\text{CaCO}_3$ , mindestens 12  $\mu\text{g}$ , entsprechend einem einzigen Foraminiferengehäuse (250-315  $\mu\text{m}$ ) messen. Die Gesamtreproduzierbarkeit (Karbonataufbereitung und Isotopenanalyse) des Finnigan MAT 251 liegt für die  $\delta^{18}\text{O}$ -Werte bei 0.09‰, für die  $\delta^{13}\text{C}$ -Werte bei 0.07‰ (frdl. mündl. Mitteilung Erlenkeuser 1990).

Die Isotopenzusammensetzung der  $\delta^{18}\text{O}$ - bzw.  $\delta^{13}\text{C}$ -Werte wird folgendermaßen berechnet:

$R (\text{‰}) = R_P - R_S / R_S$  wobei  $R$  = Isotopenverhältnis ( $P$  = Probe,  $S$  = Standard). Als laborinterner Standard wird Solnhofener Plattenkalk (=SHK) verwendet. (SHK: -6.29 ( $\delta^{18}\text{O}$ ), +1.77 ( $\delta^{13}\text{C}$ ) entspricht PDB-Standard (Craig & Gordon 1956)).

#### 4.4. AMS- $^{14}\text{C}$ -Datierungen

Die Proben für die  $^{14}\text{C}$ -Datierung wurde im Heidelberger Institut für Umweltphysik nach Kromer et al. (1987) und Pfeleiderer (1987) vorbereitet. In Zusammenarbeit mit der ETH-Zürich wurden die in Heidelberg aufbereiteten Proben im dortigen 6MV Van-de-Graaff Tandembeschleuniger (TAMS) gemessen. Der Meßvorgang und die Arbeitsweise des TAMS (Zürich) sind bei Bonani et al. (1984,1986) und Suter et al. (1984) beschrieben.

Bei der Targetaufbereitung muß eine Kontamination der Probe durch Kohlenstoff aus der Umgebung unbedingt vermieden werden. Eine Kontamination von ca. 1 % modernem Kohlenstoff verfälscht das gemessene Alter einer 1.000 Jahre alten Probe um 90 Jahre, das einer 10.000 Jahre alten Probe um knapp 3.000 Jahre und eine 40.000 Jahre alte Probe erscheint schließlich um mehr als 7.000 Jahre zu jung. Eine konstante Kontamination durch die Aufbereitung läßt sich korrigieren, indem eine Messung des Hintergrundes (Blindprobe) vorgenommen wird. Die Höhe des Hintergrundes und vor allem dessen Streuung begrenzt jedoch den Meßbereich für alte Proben und die Genauigkeit der Ergebnisse aller Proben (ausführliche Beschreibung findet sich bei Grabitz 1988).

Die Meßgenauigkeit der AMS- $^{14}\text{C}$ -Datierungen ist in den Tabellen 3 und 6 angegeben. Die Reservoir-Korrektur beträgt im Nordpolarmeer und der Framstraße 440 Jahre (Stuiver et al. 1986) und ist jeweils

von den einzelnen Datierungen subtrahiert worden. Bei allen AMS- $^{14}\text{C}$ -Datierungen handelt es sich um konventionelle  $^{14}\text{C}$ -Alter, eine Kalibrierung der Datierungen auf absolute Alter (vgl. Bard 1990) ist nicht durchgeführt worden.

## 5. Ergebnisse

### 5.1. Verteilungsmuster der Sauerstoff-Isotope (Oberflächendaten)

Abbildung 6 zeigt das Verteilungsmuster von Sedimentoberflächen- $\delta^{18}\text{O}$ -Werten gemessen an der planktischen Foraminifere *N.pachyderma* (sin.) in der Fraktion 125-250 $\mu\text{m}$ . Abbildung 4 enthält sämtliche Kernlokationen von den Sedimentproben, an deren Foraminiferenkarbonat  $\delta^{18}\text{O}$ -Messungen vorgenommen wurden. Um flächendeckend arbeiten zu können, wurden  $\delta^{18}\text{O}$ -Werte anderer Autoren herangezogen. Tabelle A2.1 (Anhang) gibt eine Übersicht über das verwendete Kernmaterial (geogr. Position, Wassertiefe, Salinität und Wassertemperatur an der Oberfläche), die jeweiligen Autoren und die gemessenen  $\delta^{18}\text{O}$ -/ $\delta^{13}\text{C}$ -Werte.

Die  $\delta^{18}\text{O}$ -Verteilung (Abb. 6) der planktischen Foraminifere *N.pachyderma* (sin.) zeigt einen Trend von leichten Werten vor der Norwegischen Küste (2.0‰), besonders im Bereich des Vøring-Plateaus (<2.0‰) (vgl. Horwege 1987) zu schweren Werten vor der Ostgrönländischen Küste (3.7‰). Direkt im südlichen Teil vor der Ostgrönländischen Küste nehmen die  $\delta^{18}\text{O}$ -Werte jedoch wieder ab (2.54‰). Wahrscheinlich läßt sich dieser Trend zu wieder abnehmenden  $\delta^{18}\text{O}$ -Werten in einem schmalen Streifen entlang der gesamten Ostgrönländischen Küste verfolgen, da anzunehmen ist, daß *N. pachyderma* (sin.) unter Meereisbedeckung direkt an der Wasseroberfläche lebt und entsprechend der niedrigeren Salinität des Oberflächenwassers auch ein leichteres  $\delta^{18}\text{O}$ -Signal enthält, doch konnte dies nur im Südteil durch Probenmaterial dokumentiert werden.

In der Framstraße ist ein Trend von leichten  $\delta^{18}\text{O}$ -Werten vor der Küste Spitzbergens (2.6‰) hin zu schweren  $\delta^{18}\text{O}$ -Werten vor der ostgrönländischen Küste (3.3‰) zu verzeichnen. Der östliche Teil des Nordpolarmeeres zeigt einen Trend von schweren zu leichten Werten in der Verteilung der  $\delta^{18}\text{O}$ -Werte von Ost nach West. Die leichtesten Sauerstoffisotopen-Werte (2.2‰ bis 2.8‰) liegen zwischen 84° N bis 86° N und zwischen 20° E bis 30° E. Südlich davon, in der Barents-See (siehe Abb. 6), nehmen die Werte dann bis auf 3.8‰  $\delta^{18}\text{O}$  zu.

Abbildung 7 zeigt das Verteilungsmuster von  $\delta^{18}\text{O}$ -Werten aus Oberflächen-Sedimentproben zwischen 80° N und 86° N. Daraus ist ersichtlich, daß die  $\delta^{18}\text{O}$ -Werte mit zunehmender geographischer Breite ab ca. 82° N leichter werden. Zwischen 80° N und 84° N liegen die  $\delta^{18}\text{O}$ -Werte zwischen 3.8‰ und 3.1‰. Zwischen 84° N und 86° N schwanken die Werte zwischen 2.7‰ und 2.2‰  $\delta^{18}\text{O}$ .

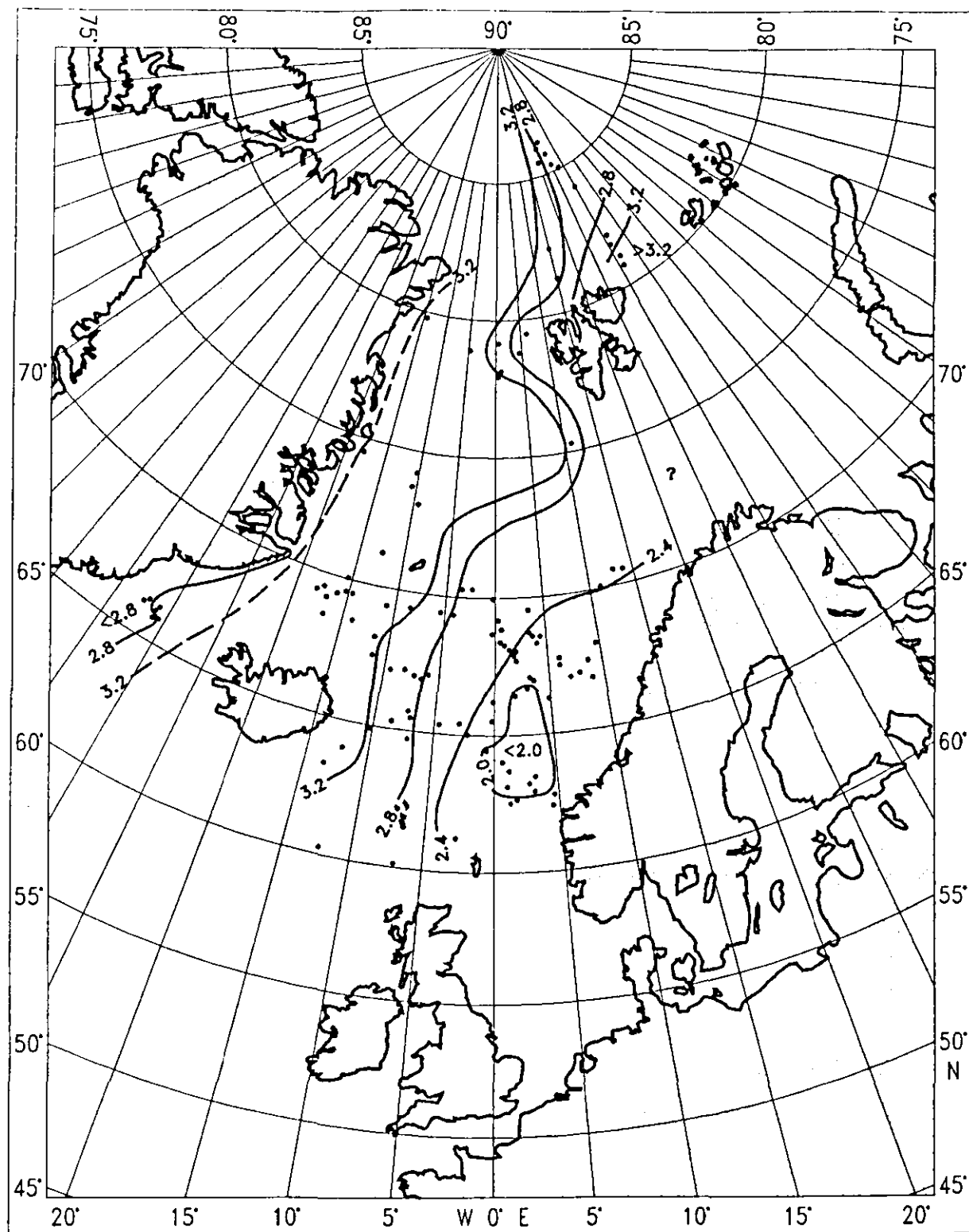


Abb. 6: Verteilungsmuster von Oberflächen- $\delta^{18}\text{O}$ -Werten gemessen an der planktischen Foraminifere *N. pachyderma* (sin.) in der Fraktion 125-250 $\mu\text{m}$ . Eine Übersicht der aufgeführten Kernlokationen mit dazugehörigen  $\delta^{18}\text{O}$ - und  $\delta^{13}\text{C}$ -Werten ist in Tabelle A2.1 (Anhang) gegeben.

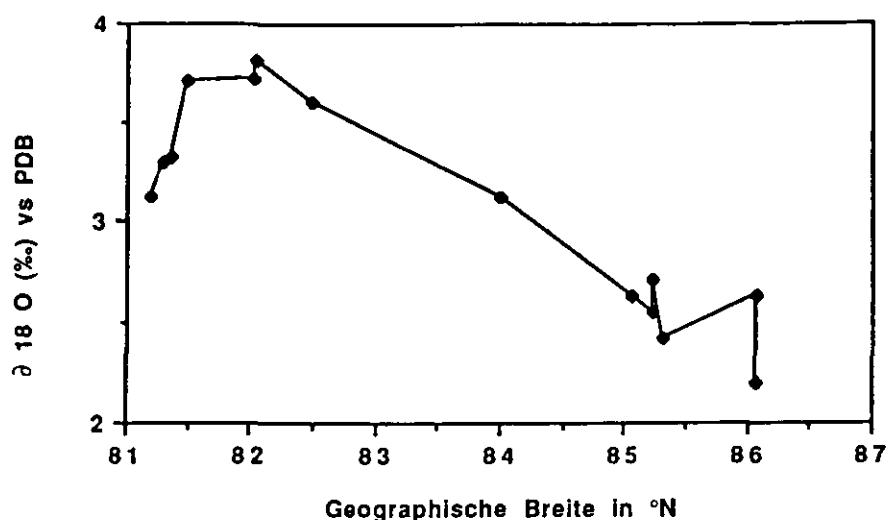


Abb. 7: Verteilungsmuster von  $\delta^{18}\text{O}$ -Werten aus Oberflächen-Sedimentproben zwischen 80°N und 86°N gemessen an der planktischen Foraminifere *N.pachyderma* (sin.) in der Fraktion 125-250  $\mu\text{m}$ . Eine Übersicht der aufgeführten Kernlokationen mit dazugehörigen  $\delta^{18}\text{O}$ -Werten ist in Tabelle A2.1 (Anhang) gegeben.

## 5.2. Verteilungsmuster der Kohlenstoff-Isotope (Oberflächendaten)

Abbildung 8 zeigt das Verteilungsmuster der Kohlenstoffisotope, gemessen an den planktischen Foraminiferen *N.pachyderma* (sin.) aus Oberflächensedimenten in der Fraktion 125-250  $\mu\text{m}$ . Die  $\delta^{13}\text{C}$ -Werte zeigen einen Trend von leichten Isotopenwerten (0.2‰) vor der Norwegischen Küste und der östlichen Framstraße hin zu schweren Werten (0.9‰) vor der ostgrönländischen Küste (vgl. Horwege 1987). Eine Zunge sehr leichter (<0.2‰) Kohlenstoffisotopen-Werte ist zwischen 63°N bis 70°N und zwischen 0°W bis 5°W zu beobachten. Analog zur Verteilung der Sauerstoffisotopenwerte ist im Süden vor der ostgrönländischen Küste ebenfalls ein erneuter Abfall der  $\delta^{13}\text{C}$ -Werte auf 0.3‰ zu beobachten. In der Framstraße ist ein ähnlicher Trend von leichten hin zu schweren  $\delta^{13}\text{C}$ -Werten von Ost nach West erkennbar, der sich bis auf ca. 82°N bis in den östlichen Teil des Nordpolarmeeres verfolgen läßt. Die Kohlenstoffisotopenwerte steigen hier von 0.4‰ vor Spitzbergen bis auf 0.7‰ vor Ostgrönland und bis auf 0.9‰ bei ca. 86°N im östlichen Teil des Nordpolarmeeres an.

Das Verteilungsmuster der  $\delta^{13}\text{C}$ -Werte aus Oberflächensedimenten zwischen 80°N und 86°N ist in Abbildung 9 dargestellt. Daraus wird ersichtlich, daß umgekehrt zu den Sauerstoffisotopendaten (Abb. 7) hier die  $\delta^{13}\text{C}$ -Werte von Süd nach Nord ansteigen. Von 80°N und 83°N schwanken die  $\delta^{13}\text{C}$ -Werte zwischen 0.8‰ und 0.4‰. Von 83°N bis 86°N liegen sie zwischen 1.0‰ und 0.8‰.



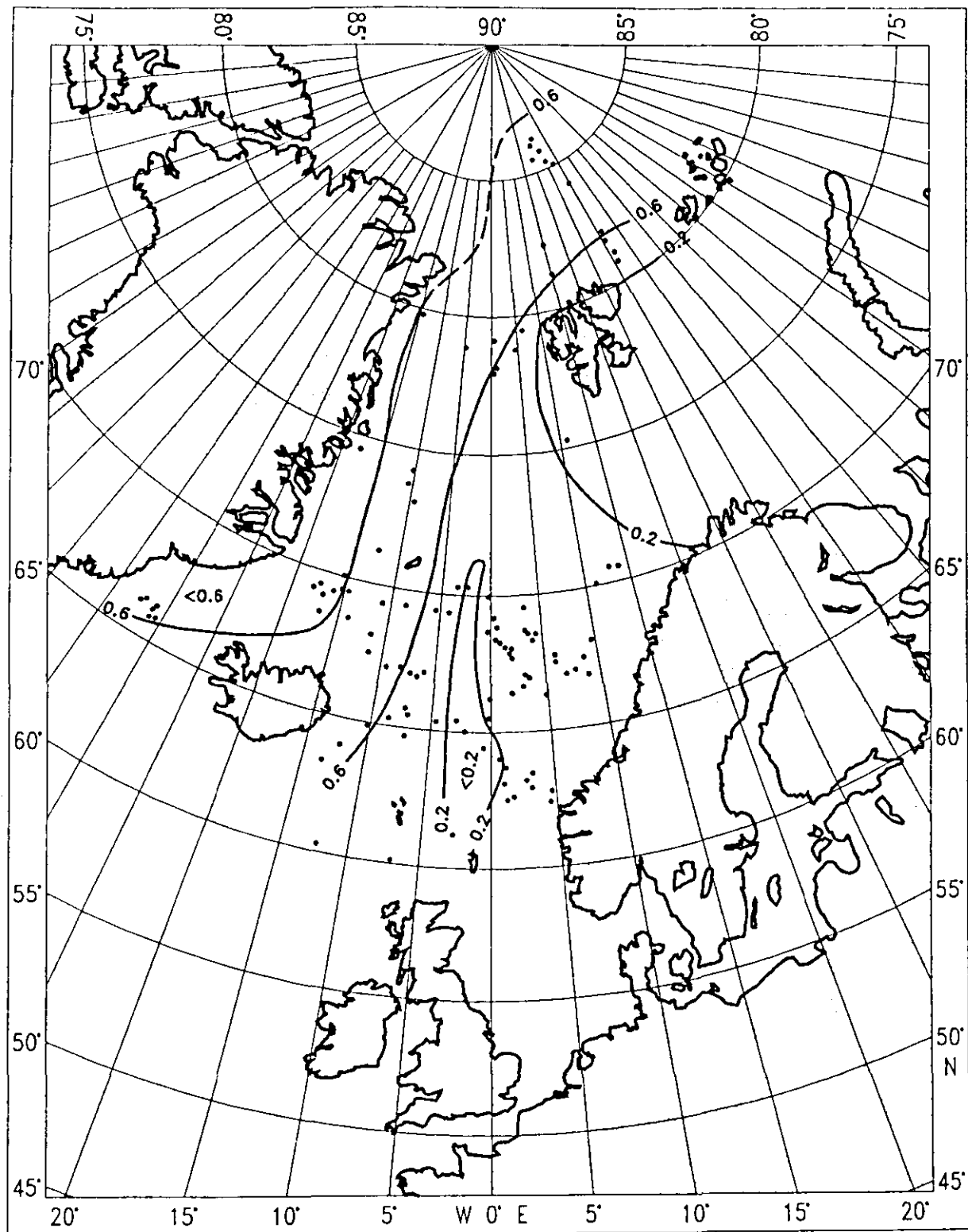
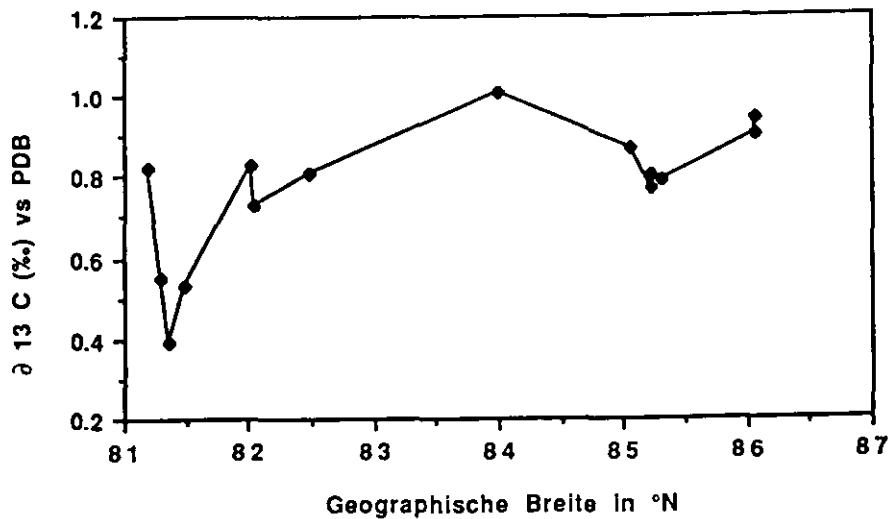


Abb. 8: Verteilungsmuster der Kohlenstoffisotope im Arbeitsgebiet gemessen an der planktischen Foraminifere *N. pachyderma* (sin.) aus Oberflächensedimenten in der Fraktion 125-250  $\mu\text{m}$ . Eine Übersicht der aufgeführten Kernlokalationen mit dazugehörigen  $\delta^{13}\text{C}$ -Werten ist in Tabelle A2.1 (Anhang) gegeben.



**Abb. 9:** Verteilungsmuster der  $\delta^{13}\text{C}$ -Werte aus Oberflächensedimenten zwischen 80°N und 86°N, gemessen an der planktischen Foraminifere *N.pachyderma* (sin.) in der Fraktion 125-250µm. Eine Übersicht der aufgeführten Kernlokationen mit dazugehörigen  $\delta^{13}\text{C}$ -Werten ist in Tabelle A2.1 (Anhang) gegeben.

### 5.3. Kohlenstoffisotopen-Profile

#### 5.3.1. GKG - östlicher Teil des Nordpolarmeeres

##### 21524-1

Im Verlauf der  $\delta^{13}\text{C}$ -Kurve lassen sich in diesem Kern jeweils zwei Intervalle mit schweren und leichten  $\delta^{13}\text{C}$ -Werten identifizieren (Abb. 10 b). Die Intervalle mit den leichten  $\delta^{13}\text{C}$ -Werten repräsentieren die Isotopenstadien 4 (32,5 cm bis 28,5 cm) und 2 (11,5 cm bis 8,5 cm), die Intervalle mit den schweren  $\delta^{13}\text{C}$ -Werten die Isotopenstadien 3 (27,5 cm bis 12,5 cm) und 1 (8,5 cm bis Oberfläche). Innerhalb des Isotopenstadiums 3 läßt sich noch eine Untergliederung in die Substadien 3.1, 3.2 und 3.3 vornehmen. Im ältesten Teil dieses Kernes, bei 36,5 cm bis 33,5 cm Kernteufe ist ein deutlicher Abfall der  $\delta^{13}\text{C}$ -Werte von 0.2 ‰ auf 0.8‰ zu beobachten, der das Ende von Stadium 5 anzeigt.

##### 21525-3

Die  $\delta^{13}\text{C}$ -Kurve dieses Kernes zeigt eine deutliche Zweigliederung. Relativ leichte  $\delta^{13}\text{C}$ -Werte zwischen -0.2‰ und 0.3‰ liegen zwischen 23,5 cm und 19,5 cm Kernteufe (Isotopenstadium 3). Zwischen 18,5 cm und 10,5 cm Kernteufe schwanken die  $\delta^{13}\text{C}$ -Werte um 0.5‰ (Stadium 2). Von 10,5 cm Kernteufe bis zur Kernoberfläche steigen die  $\delta^{13}\text{C}$ -Werte dann kontinuierlich bis auf 0.9 ‰ an. Diese Zunahme der  $\delta^{13}\text{C}$ -Werte scheint den Verlauf der Termination I wiederzuspiegeln (Abb. 10f).

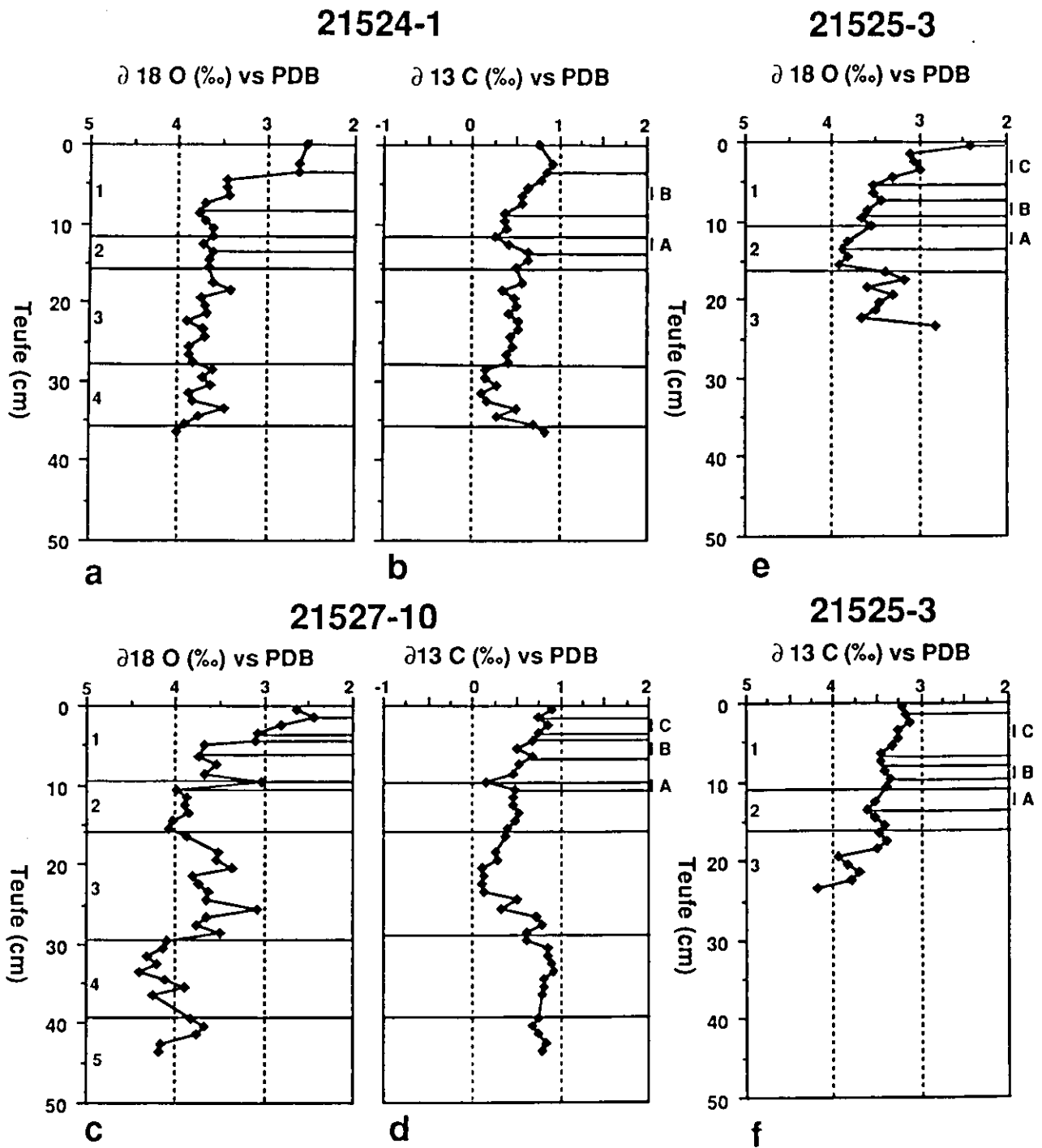
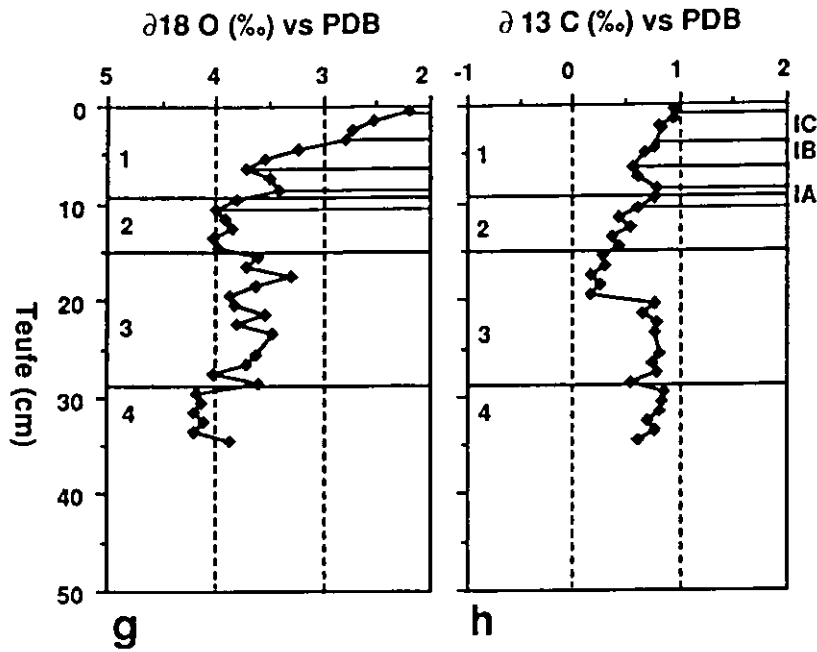


Abb 10a-i: Sauerstoff- (a, c, e, g, i) und Kohlenstoff-Isotopenprofile (b, d, f, j) (gemessen an der planktischen Foraminifere *N. pachyderma* (sin.) der Kerne aus dem östlichen Teil des Nordpolarmees mit markierten Terminationen I<sub>A</sub>, I<sub>B</sub> und I<sub>C</sub>, aufgetragen gegen die Teufe. Die einzelnen Isotopenstadien sind als durchgezogene Linien markiert. Die markierten Bereiche kennzeichnen die Terminationen. Die Zuordnung der Stadiengrenzen und der Termination erfolgte zunächst durch Interpolation der <sup>14</sup>C-Alter (siehe Tab. 6, 7). Weiterhin wurden eindeutige "isotopische events" (Wechsel von schweren zu leichten Werten und umgekehrt) und eine Korrelation zu Kernen aus dem Europäischen Nordmeer (aus Vogelsang 1990) für die Zuordnung der Stadiengrenzen herangezogen.

21528-7



21529-7

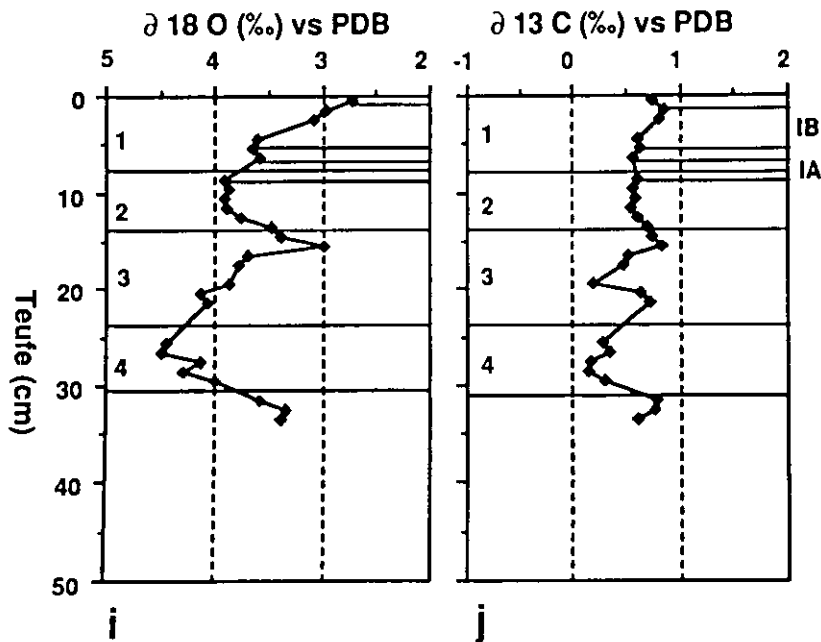


Abb 10a-j: Sauerstoff- (a, c, e, g, i) und Kohlenstoff-Isotopenprofile (b, d, f, j) (gemessen an der planktischen Foraminifere *N. pachyderma* (sin.) der Kerne aus dem östlichen Teil des Nordpolarmeer mit markierten Terminationen I<sub>A</sub>, I<sub>B</sub> und I<sub>C</sub>, aufgetragen gegen die Tiefe. Die einzelnen Isotopenstadien sind als durchgezogene Linien markiert. Die markierten Bereiche kennzeichnen die Terminationen. Die Zuordnung der Stadiengrenzen und der Termination erfolgte zunächst durch Interpolation der <sup>14</sup>C-Alter (siehe Tab. 6, 7). Weiterhin wurden eindeutige "isotopische events" (Wechsel von schweren zu leichten Werten und umgekehrt) und eine Korrelation zu Kernen aus dem Europäischen Nordmeer (aus Vogelsang 1990) für die Zuordnung der Stadiengrenzen herangezogen.

### 21527-10

Es lassen sich grob drei Intervalle unterschiedlicher  $\delta^{13}\text{C}$ -Werte innerhalb dieses Kernes identifizieren (Abb. 10 d). Zwei Intervalle mit relativ schweren  $\delta^{13}\text{C}$ -Werten von 0.5‰ bis 1.0‰ liegen zwischen 44,5 cm und 24,5 cm Teufe (Stadium 4 und frühes Stadium 3) und zwischen 8,5 cm Kernteufe und der Oberfläche (Stadium 1). Zwischen diesen beiden Intervallen schwanken die  $\delta^{13}\text{C}$ -Werte zwischen 0.0‰ und 0.5‰ (spätes Stadium 3 und Stadium 2). Die Umschwünge zu schwereren bzw. leichteren  $\delta^{13}\text{C}$ -Werten laufen nicht isochron zu den Umschwüngen innerhalb der Sauerstoffisotopenkurve dieses Kernes. Eine Ausnahme bilden die  $\delta^{13}\text{C}$ -Werte zwischen 9,5 cm Kernteufe und der Kernoberfläche. Sie zeigen den gleichen Verlauf wie die Sauerstoffisotopenkurve und repräsentieren die Termination I und das Sauerstoffisotopenstadium 1.

### 21528-7

Auch hier lassen sich drei Intervalle unterschiedlicher  $\delta^{13}\text{C}$ -Werte innerhalb des Kernes identifizieren. Zwei Intervalle mit relativ schweren  $\delta^{13}\text{C}$ -Werten liegen zwischen 36,5 cm und 20,5 cm Kernteufe (Stadium 4 und frühes Stadium 3) und zwischen 10,5 cm Kernteufe und der Kernoberfläche (Stadium 1). In dem tiefen Kernabschnitt schwanken die  $\delta^{13}\text{C}$ -Werte mit Ausnahme eines einzelnen Wertes bei 28,5 cm Kernteufe um 0.8‰. In dem Intervall schwerer  $\delta^{13}\text{C}$ -Werte an der Kernoberfläche steigen die Werte kontinuierlich von 0.6‰ auf 0.9‰ an. Zwischen diesen beiden Intervallen schwanken die  $\delta^{13}\text{C}$ -Werte zwischen 0.2‰ und 0.6‰ (Stadium 3, 2). Auffallend ist auch innerhalb dieses Intervalls der schrittweise Anstieg der  $\delta^{13}\text{C}$ -Werte mit abnehmender Teufe. Die Intervalle unterschiedlich schwerer bzw. leichter  $\delta^{13}\text{C}$ -Werte laufen nicht isochron zu den Intervallen innerhalb der Sauerstoffisotopenkurve dieses Kernes. Eine Ausnahme bilden die  $\delta^{13}\text{C}$ -Werte zwischen 11,5 cm Kernteufe und der Kernoberfläche, sie zeigen den gleichen Verlauf wie die Sauerstoffisotopenkurve und repräsentieren die Termination I und das Sauerstoffisotopenstadium 1 (Abb. 10 h).

### 21529-7

Relativ schwere  $\delta^{13}\text{C}$ -Werte sind im unteren Kernabschnitt zwischen 33,5 cm und 31,5 cm Kernteufe zu finden. Sie liegen zwischen 0.6‰ und 0.8‰  $\delta^{13}\text{C}$  und fallen zusammen mit dem Ende von Isotopenstadium 5. Zwischen 29,5 cm und 25,5 cm Kerntiefe liegt ein Bereich leichter  $\delta^{13}\text{C}$ -Werte, das Stadium 4 (0.1‰ bis 0.3‰). Zwischen 21,5 cm und 20,5 cm Kernteufe steigen die  $\delta^{13}\text{C}$ -Werte dann wieder auf ca. 0.7‰ an, erreichen aber bei 19,5 cm ein Minimum mit 0.2‰  $\delta^{13}\text{C}$  (Stadium 3). Zwischen 19,5 cm und 15,5 cm Kernteufe werden die  $\delta^{13}\text{C}$ -Werte wieder schwerer und steigen auf einen Wert von 0.8‰ (Stadium 2). Bis zur Kernoberfläche schwanken die  $\delta^{13}\text{C}$ -Werte zwischen 0.9‰ und 0.5‰ (Abb. 10 j).

### 5. 3. 2. Kastenlote/Schwerelote aus der Islandsee, der Framstraße und dem Yermak-Plateau

#### 23247-1

In diesem Kern fallen Bereiche leichter  $\delta^{18}\text{O}$ -Werte mit Bereichen schwerer  $\delta^{13}\text{C}$ -Werte zusammen, entsprechend stimmen auch die Bereiche schwerer  $\delta^{18}\text{O}$ -Werte mit relativ leichten Werten in der  $\delta^{13}\text{C}$ -Kurve überein (Abb. 11 b). Zwischen 289 cm und 224 cm Teufe (Stadium 5) schwanken die  $\delta^{13}\text{C}$ -Werte um 0.7‰. Im Stadium 4 (220 cm bis 202 cm Teufe) erreichen die  $\delta^{13}\text{C}$ -Werte ein Minimum von -0.1 ‰ und bewegen sich im gesamten Stadium 3 (200 cm bis 60 cm Teufe) zwischen 0.1‰ und 0.5‰  $\delta^{13}\text{C}$ . Danach (Stadium 2 und 1) steigen die  $\delta^{13}\text{C}$ -Werte kontinuierlich bis zur Kernoberfläche auf 0.8‰ an.

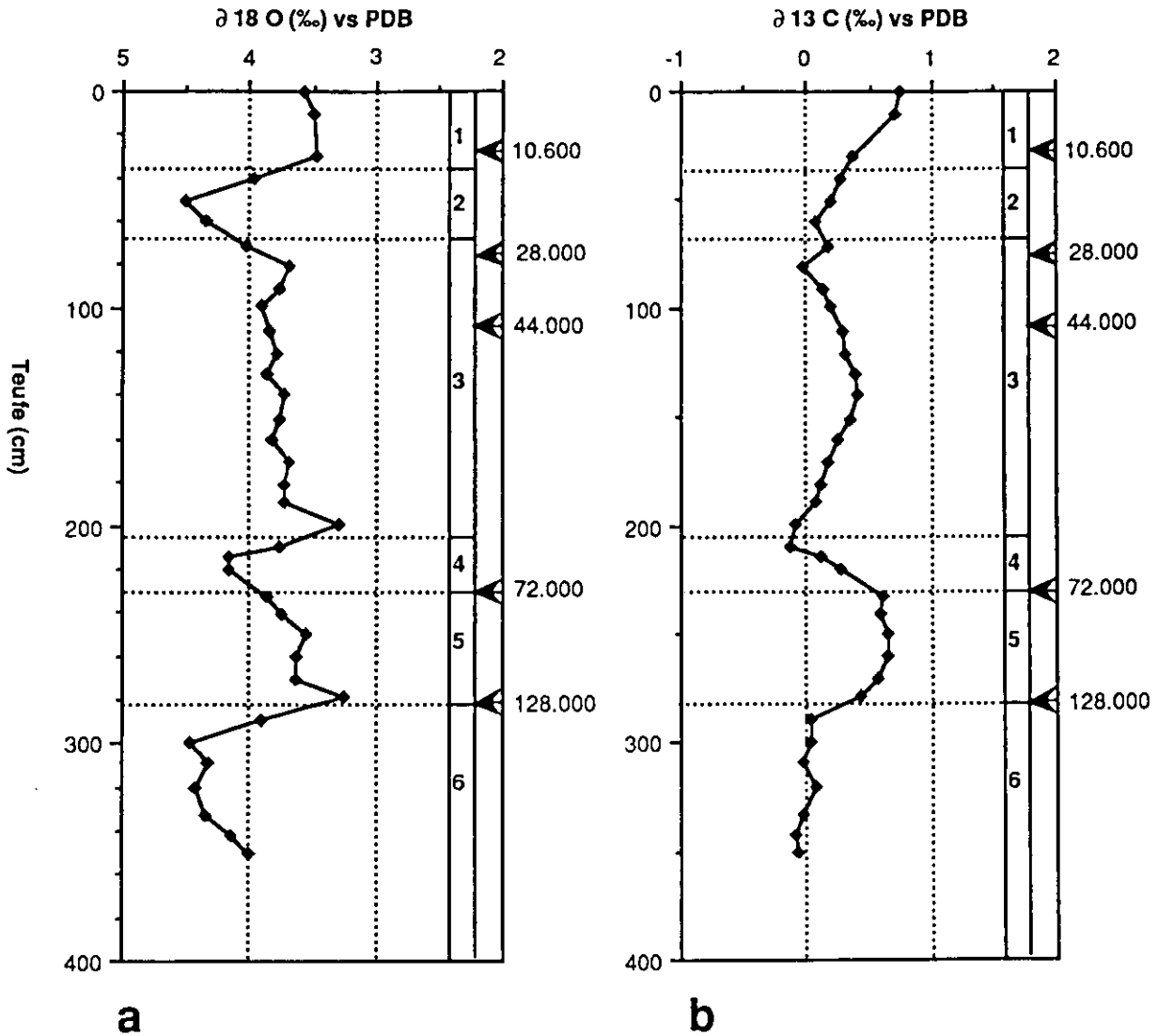
#### 21535-8

Die leichtesten  $\delta^{13}\text{C}$ -Werte (-0.4‰ bis 0.2‰) repräsentieren in diesem Kern das Isotopenstadium 6 (Abb. 12 b). Zwischen 320 cm und 210 cm Teufe (Isotopenstadium 5) schwanken die  $\delta^{13}\text{C}$ -Werte um etwa 0.5‰ mit zwei deutlichen Maxima, den Substadien 5e und 5a bei 310 cm und 230 cm Teufe. Hier steigt das  $\delta^{13}\text{C}$  auf Werte über 1.0‰ an. In den Isotopenstadien 4, 3 und 2 sind kaum Fluktuationen in den  $\delta^{13}\text{C}$ -Werten zu beobachten, mittlere  $\delta^{13}\text{C}$ -Werte liegen hier bei 0.2‰. Zwischen der Stadiengrenze 1/2 (30 cm Teufe) und der Kernoberfläche ist ein deutlicher Anstieg der  $\delta^{13}\text{C}$ -Werte von 0.0‰ auf 0.7‰ sichtbar.

#### 21533-3

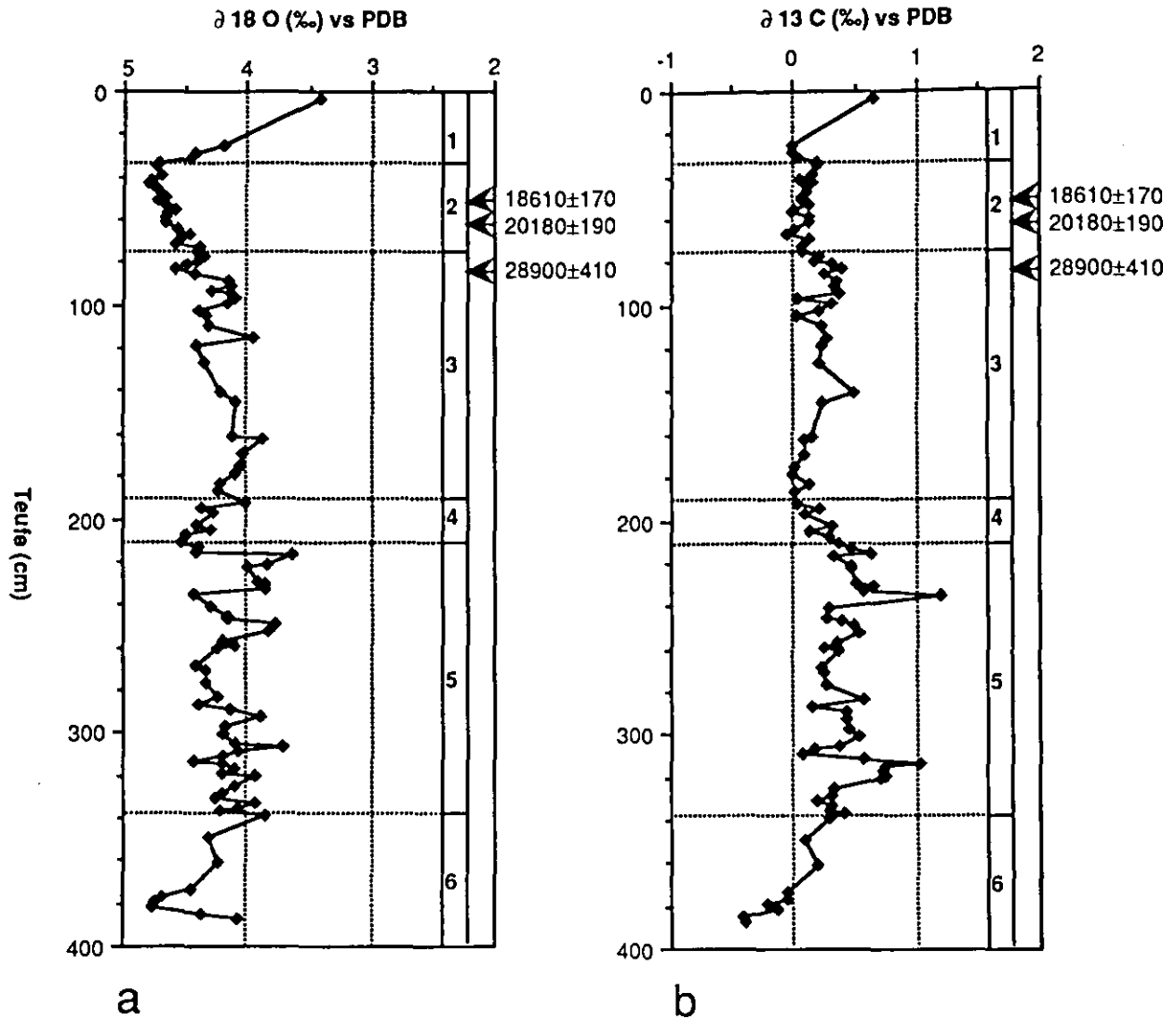
Die  $\delta^{13}\text{C}$ -Kurve dieses Kernes läßt sich direkt mit der  $\delta^{13}\text{C}$ -Kurve von Station 21535-8 vergleichen. Die leichtesten  $\delta^{13}\text{C}$ -Werte (-0.2‰ bis 0.2‰) repräsentieren in diesem Kern das Isotopenstadium 6 (Abb. 13 b). Zwischen 420 cm und 290 cm Teufe (Isotopenstadium 5) schwanken die  $\delta^{13}\text{C}$ -Werte um etwa 0.7‰. An der Stadiengrenze 4/5 und im frühen Stadium 4 (240 cm bis 280 cm) fallen die  $\delta^{13}\text{C}$ -Werte auf Werte um -0.1‰ ab. In den Isotopenstadien 3 und 2 sind kaum Fluktuationen in den  $\delta^{13}\text{C}$ -Werten zu beobachten, mittlere  $\delta^{13}\text{C}$ -Werte liegen hier bei 0.2‰. Eine Ausnahme bildet hier das frühe Stadium 3 (170 cm bis 200 cm), hier liegen die  $\delta^{13}\text{C}$ -Werte im Mittel bei 0.5‰. Innerhalb des Stadiums 2 (90 cm bis 110 cm) befinden sich zwei  $\delta^{13}\text{C}$ -Minima (-0.5‰). Zwischen der Stadiengrenze 1/2 (30 cm Teufe) und der Kernoberfläche ist ein deutlicher Anstieg der  $\delta^{13}\text{C}$ -Werte von 0.0‰ auf 0.7‰ sichtbar.

## 23247-1



**Abb. 11:** Sauerstoff- (a) und Kohlenstoff-Isotopenprofil (b) des Kernes 23247-1 aus der Islandsee aufgetragen gegen die Teufe. Die Einstufung der einzelnen Isotopenstadien erfolgte durch Korrelation zu anderen Kernen aus dem Europäischen Nordmeer (Vogelsang 1990) und wurde zeitlich an der etablierten Sauerstoffisotopen-Chronologie von Imbrie et al. (1984) geeicht. Pfeile markieren die zusätzlich zur Stadieneinteilung herangezogenen Alter aus der Datierung von Tephra-Horizonten (Birgisdottir 1990) und aus magneto- und biostratigraphische Untersuchungen (Bleil & Gard 1989).

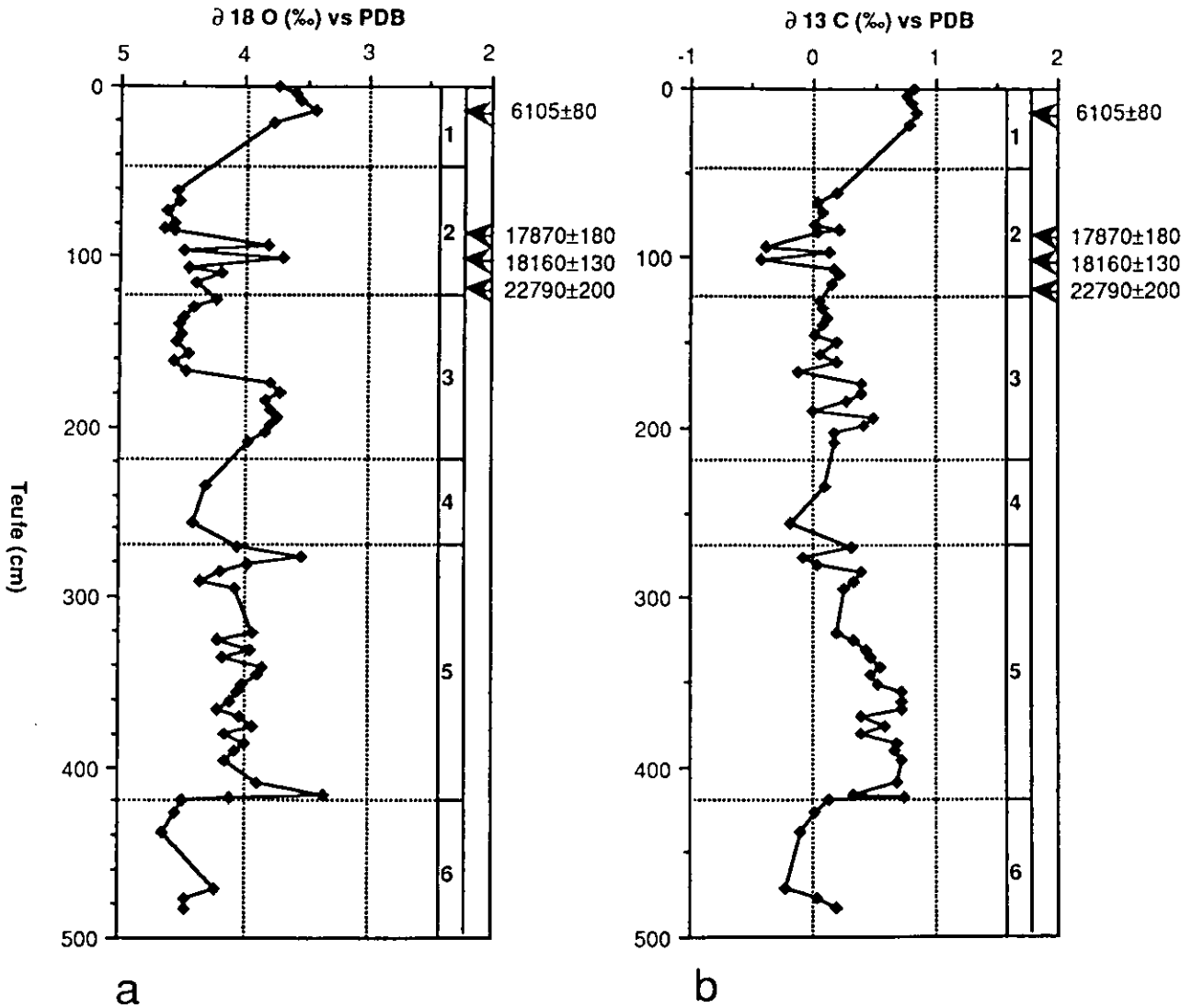
## 21535-8



**Abb. 12:** Sauerstoff- (a) und Kohlenstoff-Isotopenprofil (b) des Kernes 21535-8 aus der Framstraße aufgetragen gegen die Teufe. Die Einstufung der einzelnen Isotopenstadien erfolgte durch Korrelation zu anderen Kernen aus dem Europäischen Nordmeer (Vogelsang 1990) und wurde zeitlich an der etablierten Sauerstoffisotopen-Chronologie von Imbrie et al. (1984) geeicht. Für die zeitliche Einstufung der jüngeren Kernabschnitte (Stadium 1 und 2) wurden die vorhandenen  $^{14}\text{C}$ -Datierungen zur Einteilung der Stadiengrenzen herangezogen. Die  $^{14}\text{C}$ -Alter sind in den Abbildungen jeweils durch Pfeile markiert.



## 21533-3



**Abb. 13:** Sauerstoff- (a) und Kohlenstoff-Isotopenprofil (b) des Kernes 21533-3 vom Yermak Plateau des Nordpolarmeereres aufgetragen gegen die Teufe. Die Einstufung der einzelnen Isotopenstadien erfolgte durch Korrelation zu anderen Kernen aus dem Europäischen Nordmeer (Vogelsang 1990) und wurde zeitlich an der etablierten Sauerstoffisotopen-Chronologie von Imbrie et al. (1984) geeicht. Für die jüngeren Kernabschnitte (Stadium 1 und 2) wurden die vorhandenen  $^{14}\text{C}$ -Datierungen zur Einteilung der Stadiengrenzen herangezogen. Die  $^{14}\text{C}$ -Alter sind in den Abbildungen jeweils durch Pfeile markiert.

#### 5.4. Stratigraphie, Sedimentationsraten und zeitliche Auflösung

##### 5.4.1. Stratigraphie der GKG-Kerne aus dem östlichen Teil des Nordpolarmeeres

Die Stratigraphie der bearbeiteten Sedimentkerne wurde auf der Interpretation der Sauerstoff-Isotopenanalysen-Daten der planktischen Foraminifere *N. pachyderma* (sin.) aufgebaut. Zur zusätzlichen Korrelation der Kerne untereinander wurden die Kohlenstoffisotopenwerte herangezogen. Die Einstufung der einzelnen Isotopenstadien erfolgte generell durch Korrelation zu der etablierten Sauerstoffisotopen-Stratigraphie von Imbrie et al. (1984). Die Einstufung der jüngeren Kernabschnitte (bis ca. 40.000 J. v. h.) wurden, soweit vorhanden, anhand von  $^{14}\text{C}$ -Datierungen vorgenommen.

Als Termination I wird der abrupte Klimawechsel vom letzten Hochglazial zum heutigen Interglazial bezeichnet (Broecker & van Donk 1970). Er ist in den Sauerstoffisotopenkurven durch einen Wechsel von relativ schweren Werten hin zu relativ leichten Werten gekennzeichnet. Die Sauerstoffisotopendifferenz ("Eiseffekt"), die alleine durch das Freisetzen von isotopisch leichtem Süßwasser aus den globalen Eismassen zurückgeht, beträgt 1.10‰ bis 1.45‰ (Duplessy 1984; Shackleton et al. 1984; Chappell & Shackleton 1986; Labeyrie et al. 1987).

Die Termination I verlief nicht kontinuierlich, sondern läßt sich in bis zu drei Enteisungsphasen unterteilen: In die Terminationen  $I_A$ ,  $I_B$  (Duplessy et al. 1981) und  $I_C$  (Mix & Ruddiman 1985). Der Beginn der Termination  $I_A$  ist in Sauerstoffisotopen-Kurven durch den Beginn eines Wechsels von schweren zu leichten Isotopenwerten dokumentiert. In den Kohlenstoffisotopen-Kurven folgt generell auf das glaziale Maximum ein  $\delta^{13}\text{C}$ -Minimum (vgl. Vogelsang 1990). Der Beginn der Termination  $I_A$  ist nach AMS- $^{14}\text{C}$ -Datierungen (Tab. 2) mit Altern zwischen 15.800 und 14.500 J. v. h. (Duplessy et al. 1986, Bard et al. 1987a/b, Broecker et al. 1988, Vogelsang 1990) festgelegt, das Ende liegt zwischen 13.600 J. v. h. und 12.900 J. v. h. (Tab. 2). Auf die Termination  $I_A$  folgt eine erneute "kleine Kaltzeit", die Jüngere Dryas (Duplessy et al. 1981) die mit 10.700 J. v. h. bis 10.400 J. v. h. (Berglund 1977, Dansgaard et al. 1989) datiert worden ist. Die Sauerstoffisotopenwerte zeigen hier ein kleines  $\delta^{18}\text{O}$ -Maximum. Darauf folgt ein erneuter Abfall der  $\delta^{18}\text{O}$ -Werte auf interglaziale Werte, die Termination  $I_B$ . Ihr Anfang ist mit der AMS-Methode zwischen 10.500 J. v. h. und 10.400 J. v. h. und ihr Ende zwischen 9.900 J. v. h. bis 9.400 J. v. h. datiert worden (Duplessy et al. 1986, Bard et al. 1987a/b, Broecker et al. 1988, Vogelsang 1990). Vereinzelt konnte anhand von Sauerstoffisotopenkurven aus Tiefseesedimenten auch noch eine dritte Erwärmungsphase, die Termination  $I_C$  nachgewiesen werden (Mix & Ruddiman 1985). Sie wurde auf 8.000 J. v. h. bis 6.000 J. v. h. datiert.

**Tab. 2:** Alterseinstufungen der Termination I nach  $^{14}\text{C}$ -Datierungen an planktischen Foraminiferen ( $^{14}\text{C}$ -Alter sind um 440 Jahre Reservoir-korrigiert). Die Termination IC wurde bisher nicht direkt AMS  $^{14}\text{C}$  datiert, kann aber mit 8.000 - 6.000 J. v. h. anhand von konventionellen  $^{14}\text{C}$ -Datierungen und Interpolationen von gestapelten Isotopenkurven angegeben werden (Mix & Ruddiman 1985).

Tiefsee:	Termination	
	I <sub>A</sub>	I <sub>B</sub>
Duplessy et al. 1986	15.8-13.3	10.5
Bard et al. 1987a	15.0-13.0	10.5-6.0
Bard et al. 1987b	14.5-13.6	10.4-9.4
Broecker et al. 1988	14.9-12.9	10.4-9.9
Vogelsang 1990	14.9-13.6	10.1-8.6
Jones & Keigwin 1989	15.2-14.5	

**Tab. 3:** AMS- $^{14}\text{C}$ -Alter von AMS- $^{14}\text{C}$ -datierten kurzen Sedimentkernen (Reservoir korrigiert um -440 Jahre). Daten von Kern 21524-1 aus Mienert et al. (1989). Auffällig sind die in Kern 21524-1 (siehe 12-13 cm Kernteufe) und in Kern 21529-7 (siehe 11-15 cm Kernteufe) auftretende "age reversal".

Teufe (in cm)	21524-1	21527-10	21528-7	21529-7
	AMS- $^{14}\text{C}$ -Alter Reservoir korrigiert (J. v. h.)	AMS- $^{14}\text{C}$ -Alter Reservoir korrigiert (J. v. h.)	AMS- $^{14}\text{C}$ -Alter Reservoir korrigiert (J. v. h.)	AMS- $^{14}\text{C}$ -Alter Reservoir korrigiert (J. v. h.)
0-1	3690 ± 60	3280 ± 60		2710 ± 70
1-2	3960 ± 59	4045 ± 125	3750 ± 65	
3-4	5290 ± 77			7940 ± 160
5-6	8400 ± 89			
7-8	9260 ± 83			
8-9				12230 ± 170
9-10	11200 ± 144	13790 ± 140		
9-10		14890 ± 235		
10-11	13000 ± 114	17480 ± 270		
11-12	13300 ± 125			12210 ± 110
12-13	10600 ± 103			
14-15		31610 ± 1175		7990 ± 100
15-16			28630 ± 826	
16-17	25400 ± 220	24940 ± 670		
18-19		33440 ± 1660		
19-20	34600 ± 496			
21-22	42500 ± 2685	35470 ± 1870		

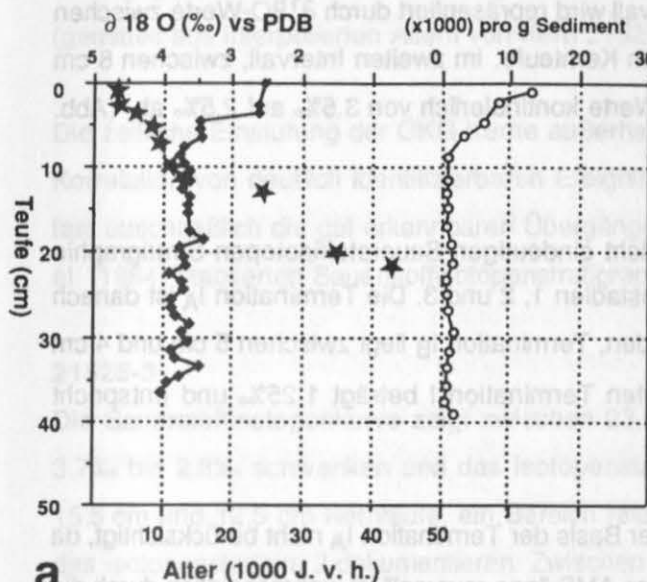
### 21527-10

In diesem Kern lassen sich anhand der Sauerstoffisotopenwerte vier Isotopenstadien unterscheiden (Abb. 10 c). Zwei sind gekennzeichnet durch Intervalle relativ schwerer  $\delta^{18}\text{O}$ -Werte, welche den Isotopenstadien 2 und 4 zuzurechnen sind. Sie liegen zwischen 36,5 cm und 29,5 cm Kernteufe mit  $\delta^{18}\text{O}$ -Werten zwischen 4.4‰ und 3.9‰ und zwischen 15,5 cm und 10,5 cm Kernteufe mit  $\delta^{18}\text{O}$ -Werten um 4.0‰. Die Intervalle mit den relativ leichten  $\delta^{18}\text{O}$ -Werten sind als Sauerstoffisotopenstadium 3 und 1 eingestuft worden. Eins davon liegt zwischen 28,5 cm und 16,5 cm Kernteufe mit  $\delta^{18}\text{O}$ -Werten zwischen 3.87‰ bis 3.09‰. Innerhalb dieses Intervalls liegen zwei sehr leichte Sauerstoffisotopen-

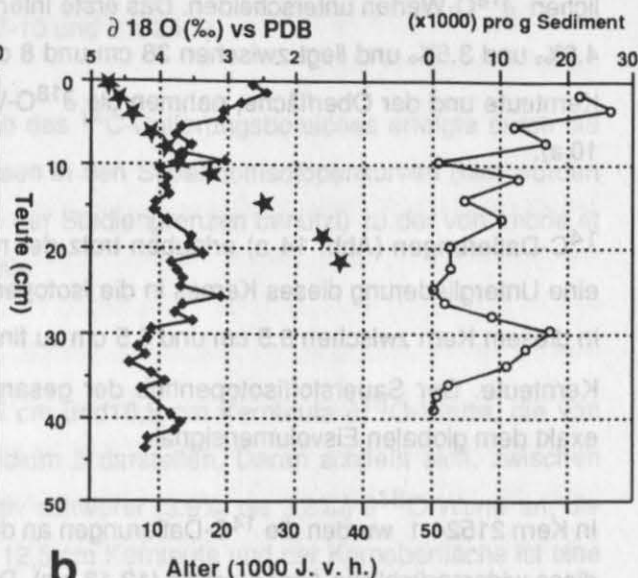
werte (bei 25,5 cm und bei 20,5 cm Kernteufe), die die Substadien 3.3 und 3.1 repräsentieren dürften. Das zweite Intervall mit leichten Isotopenwerten liegt zwischen 10,5 cm Kernteufe und der Oberfläche und repräsentiert das Sauerstoffisotopenstadium 1. Der Isotopenhub für die gesamte Termination I entspricht hier 1.55‰  $\delta^{18}\text{O}$ , ein Wert, der ca. 0.30‰ über dem des globalen Eisvolumensignals liegt.

An insgesamt vier kurzen Sedimentkernen aus dem östlichen Teil des Nordpolarmeeres sind AMS- $^{14}\text{C}$ -Datierungen zur Einstufung der Termination I vorgenommen worden. In Kern 21527-10 und Kern 21524-1 (Mienert et al. 1989) ist eine direkte zeitliche Einstufung der Termination I anhand von AMS- $^{14}\text{C}$ -Datierungen durchgeführt worden (Abb. 11 a/b, Tab. 3). Danach fällt der Beginn von Termination I<sub>A</sub> in Kern 21527-10 auf 17.480 J. v. h. und das Ende auf 13.790 J. v. h.. Der Beginn von Termination I<sub>A</sub> ist, im Vergleich zu der etablierten Klimastratigraphie (Bard 1987) um mehr als 2.000 Jahre zu alt (Tab. 2). Die Verteilung der planktischen Foraminifere *N. pachyderma* (sin.) (Abb. 14b) (Daten aus Pagels 1991) zeigt ein Häufigkeitsmaximum bei 11 cm Teufe. Es ist denkbar, daß die Datierung in 8-9 cm Teufe durch Bioturbation verfälscht worden ist, d. h. Foraminiferen aus dem "älteren" Häufigkeitsmaximum in die jüngeren Sedimente eingeschleppt worden sind. Ebenso können die extrem geringen Sedimentationsraten ausschlaggebend für die zu alte Datierung sein. Die Doppeldatierung der Probe in 9-10 cm Teufe mit einer Altersabweichung der gemessenen Proben von ca. 1000 Jahren zeigt, daß wohl hauptsächlich die geringen Sedimentationsraten die Genauigkeit des AMS-Ergebnisses beeinflussen. Die Termination I<sub>B</sub> liegt in Kern 21527-10 nach zwischen den  $^{14}\text{C}$ -Datierungen interpolierten Altern zwischen 10.140 J. v. h. und 7.700 J. v. h. im Bereich bekannter Alterszuordnungen (Tab. 2). Die Sauerstoffisotopenkurve von Kern 21527-10 zeigt einen erneuten deutlichen Abfall der Sauerstoffisotopen-Werte zwischen 3,5-1,5 cm Kernteufe. Da dieser Bereich nach den AMS- $^{14}\text{C}$ -Datierungen zwischen 6.480 J. v. h. und 4.485 J. v. h. liegt, wurde er Mix & Ruddiman (1985) folgend als Termination I<sub>C</sub> eingeordnet. Die Diskrepanz zu den von Mix & Ruddiman (1985) angegebenen Altern (8.000 J. v. h. bis 6.000 J. v. h.) dürfte auf die unterschiedlichen Datierungsmethoden zurückzuführen sein. Die Alter von Mix & Ruddiman (1985) basieren auf teilweise konventionellen  $^{14}\text{C}$ -Datierungen und Interpolationen anhand gestapelter Isotopenkurven.

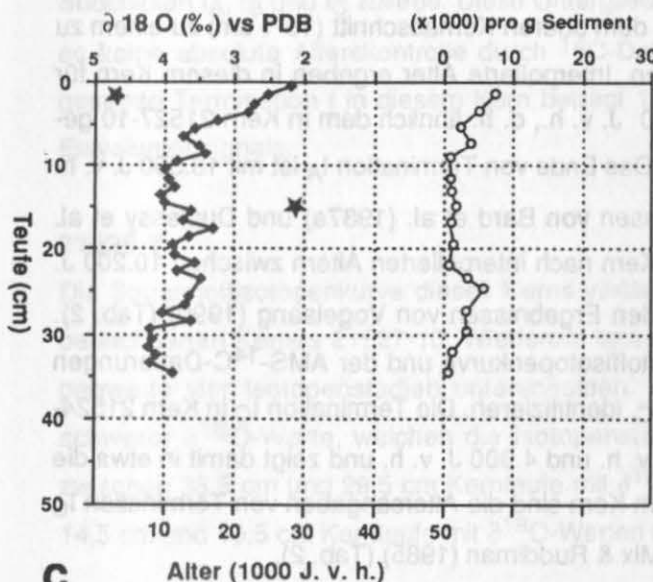
21524-1

*N. pachyderma* (sin.)

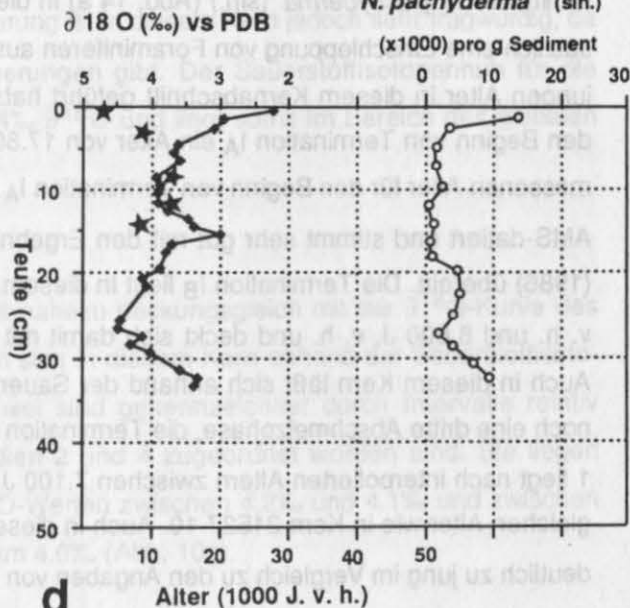
21527-10

*N. pachyderma* (sin.)

21528-7

*N. pachyderma* (sin.)

21529-7

*N. pachyderma* (sin.)

**Abb. 14a-d:** Alters-Teufen-Diagramme mit Häufigkeitsverteilung von *N. pachyderma* (sin.) der GKG-Kerne 21524-1, 21527-10, 21528-7, 21529-7. Dargestellt ist zunächst das  $\delta^{18}\text{O}$ -Profil der einzelnen GKG-Kerne (ausgefüllte Quadrate). Zusätzlich markieren die Sterne in dieser Abbildung die  $^{14}\text{C}$ -Datierungen. Die einzelnen AMS-Alter können an der Altersskala (Alter in 1000 J. v. h.) abgelesen werden. Die Häufigkeitsverteilung von *N. pachyderma* (sin.) (Daten aus Pagels 1991) ist durch offene Kreise markiert.

## 21524-1

Aufgrund der Sauerstoffisotopendaten lassen sich in diesem Kern nur zwei Intervalle mit unterschiedlichen  $\delta^{18}\text{O}$ -Werten unterscheiden. Das erste Intervall wird repräsentiert durch  $\delta^{18}\text{O}$ -Werte zwischen 4.0‰ und 3.5‰ und liegt zwischen 38 cm und 8 cm Kernteufe. Im zweiten Intervall, zwischen 8 cm Kernteufe und der Oberfläche, nehmen die  $\delta^{18}\text{O}$ -Werte kontinuierlich von 3.5‰ auf 2.5‰ ab (Abb. 10 a).

$^{14}\text{C}$ -Datierungen (Abb. 14 a) erlauben trotz der nicht eindeutigen Sauerstoffisotopen-Stratigraphie eine Untergliederung dieses Kernes in die Isotopenstadien 1, 2 und 3. Die Termination I<sub>A</sub> ist danach in diesem Kern zwischen 8.5 cm und 6.5 cm zu finden, Termination I<sub>B</sub> liegt zwischen 5 cm und 4 cm Kernteufe. Der Sauerstoffisotopenhub der gesamten Termination I beträgt 1.25‰ und entspricht exakt dem globalen Eisvolumensignal.

In Kern 21524-1 wurden die  $^{14}\text{C}$ -Datierungen an der Basis der Termination I<sub>A</sub> nicht berücksichtigt, da diese widersprüchliche Alter ergaben (12-13 cm). Das AMS-"age reversal" ist wahrscheinlich durch die Einschleppung zu "junger" Foraminiferen erfolgt. Betrachtet man die Verteilung der planktischen Foraminifere *N. pachyderma* (sin.) (Abb. 14 a) in diesem Kern (Daten aus Pagels 1991), so könnte zusätzlich eine Einschleppung von Foraminiferen aus dem oberen Kernabschnitt (10-1 cm) zu einem zu jungen Alter in diesem Kernabschnitt geführt haben. Interpolierte Alter ergeben in diesem Kern für den Beginn von Termination I<sub>A</sub> ein Alter von 17.800 J. v. h., d. h. ähnlich dem in Kern 21527-10 gemessenen Alter für den Beginn von Termination I<sub>A</sub>. Das Ende von Termination I<sub>A</sub> ist mit 13.300 J. v. h. AMS-datiert und stimmt sehr gut mit den Ergebnissen von Bard et al. (1987a) und Duplessy et al. (1986) überein. Die Termination I<sub>B</sub> liegt in diesem Kern nach interpolierten Altern zwischen 10.200 J. v. h. und 8.800 J. v. h. und deckt sich damit mit den Ergebnissen von Vogelsang (1990) (Tab. 2). Auch in diesem Kern läßt sich anhand der Sauerstoffisotopenkurve und der AMS- $^{14}\text{C}$ -Datierungen noch eine dritte Abschmelzphase, die Termination I<sub>C</sub>, identifizieren. Die Termination I<sub>C</sub> in Kern 21524-1 liegt nach interpolierten Altern zwischen 7.100 J. v. h. und 4.900 J. v. h. und zeigt damit in etwa die gleichen Alter wie in Kern 21527-10. Auch in diesem Kern sind die Altersangaben von Termination I<sub>C</sub> deutlich zu jung im Vergleich zu den Angaben von Mix & Ruddiman (1985) (Tab. 2).

Im Folgenden dienen die AMS- $^{14}\text{C}$ -Datierungen des Kernes 21527-10 als Vergleichs-Fixpunkte für die Einstufung der Termination I an den Kernen 21525-3, 21528-7 und 21529-7, soweit in diesen Kernen keine AMS- $^{14}\text{C}$ -Datierungen vorliegen. Trotz der bestehenden Diskrepanz dieser Datierungen bezüglich der globalen Klimastratigraphie werden sie für die zeitliche Einstufung der Kerne aus dem Nordpolarmeer verwendet, denn eine Abweichung der Isotopenstratigraphie im Nordpolarmeer von der globalen Isotopenstratigraphie kann aufgrund lokal verstärkter und früherer Schmelzwassereffekte nicht ausgeschlossen werden. Entsprechend den  $^{14}\text{C}$ -Datierungen wird die Termination I<sub>A</sub> mit

17.480 J. v. h. bis 13.790 J. v. h. festgelegt. Die Termination I<sub>B</sub> wird mit 10.140 J. v. h. und 7.700 J. v. h. angegeben und die Termination I<sub>C</sub> fällt auf den Zeitabschnitt von 7.100 J. v. h. und 4.480 J. v. h. (gemittelt aus interpolierten Altern von Kern 21527-10 und 21524-1).

Die zeitliche Einstufung der GKG-Kerne außerhalb des <sup>14</sup>C-Datierungsbereiches erfolgte durch die Korrelation von deutlich identifizierbaren Ereignissen in den Sauerstoffisotopenkurven (hier wurden fast ausschließlich die gut erkennbaren Übergänge der Stadiengrenzen benutzt) zu der von Imbrie et al. (1984) etablierten Sauerstoffisotopenstratigraphie.

### 21525-3

Die Sauerstoffisotopenkurve zeigt zwischen 23,5 cm und 16,5 cm Kernteufe  $\delta^{18}\text{O}$ -Werte, die von 3,7‰ bis 2,8‰ schwanken und das Isotopenstadium 3 darstellen. Daran schließt sich, zwischen 15,5 cm und 12,5 cm Kernteufe, ein Bereich relativ schwerer (3,9‰ bis 3,8‰)  $\delta^{18}\text{O}$ -Werte an, die das Isotopenstadium 2 dokumentieren. Zwischen 12,5 cm Kernteufe und der Kernoberfläche ist eine Abnahme der  $\delta^{18}\text{O}$ -Werte von 3,8‰ auf 2,4‰ zu beobachten, die sich in drei Schritten vollzieht (Abb. 10 e) und ähnlich wie im Kern 21527-10 eine Untergliederung der Termination I in die Substadien I<sub>A</sub>, I<sub>B</sub> und I<sub>C</sub> zuließe. Diese Untergliederung ist in diesem Kern jedoch sehr fragwürdig, da es keine absolute Alterskontrolle durch <sup>14</sup>C-Datierungen gibt. Der Sauerstoffisotopenhub für die gesamte Termination I in diesem Kern beträgt 1,4‰  $\delta^{18}\text{O}$  und liegt somit im Bereich des globalen Eisvolumensignals.

### 21528-7

Die Sauerstoffisotopenkurve dieses Kernes verläuft nahezu deckungsgleich mit der  $\delta^{18}\text{O}$ -Kurve des benachbarten Kernes 21527-10. Wiederum lassen sich in diesem Kern anhand der Sauerstoffisotopenwerte vier Isotopenstadien unterscheiden. Zwei sind gekennzeichnet durch Intervalle relativ schwerer  $\delta^{18}\text{O}$ -Werte, welchen die Isotopenstadien 2 und 4 zugeordnet worden sind. Sie liegen zwischen 33,5 cm und 29,5 cm Kernteufe mit  $\delta^{18}\text{O}$ -Werten zwischen 4,2‰ und 4,1‰ und zwischen 14,5 cm und 10,5 cm Kernteufe mit  $\delta^{18}\text{O}$ -Werten um 4,0‰ (Abb. 10g).

Die Intervalle mit den relativ leichten  $\delta^{18}\text{O}$ -Werten sind als Sauerstoffisotopenstadium 3 und 1 eingestuft worden. Eins davon liegt zwischen 28,5 cm und 15,5 cm Kernteufe mit  $\delta^{18}\text{O}$ -Werten zwischen 4,0‰ bis 3,3‰. Innerhalb dieses Intervalls sind zwei sehr leichte Sauerstoffisotopenwerte (bei 23,5 cm und bei 17,5 cm Kernteufe), die wahrscheinlich die Substadien 3.3 und 3.1 repräsentieren. Das zweite Intervall mit leichten Isotopenwerten liegt zwischen 10,5 cm Kernteufe und der Oberfläche und repräsentiert die Termination I und das Sauerstoffisotopenstadium 1. Termination I<sub>A</sub> beginnt bei 10,5 cm und endet bei 8,5 cm Kernteufe, die  $\delta^{18}\text{O}$ -Werte fallen hier von 4,0‰ auf 3,4‰. Termination I<sub>B</sub> beginnt bei 6,5 cm und endet an der Kernoberfläche, die  $\delta^{18}\text{O}$ -Werte fallen hier von



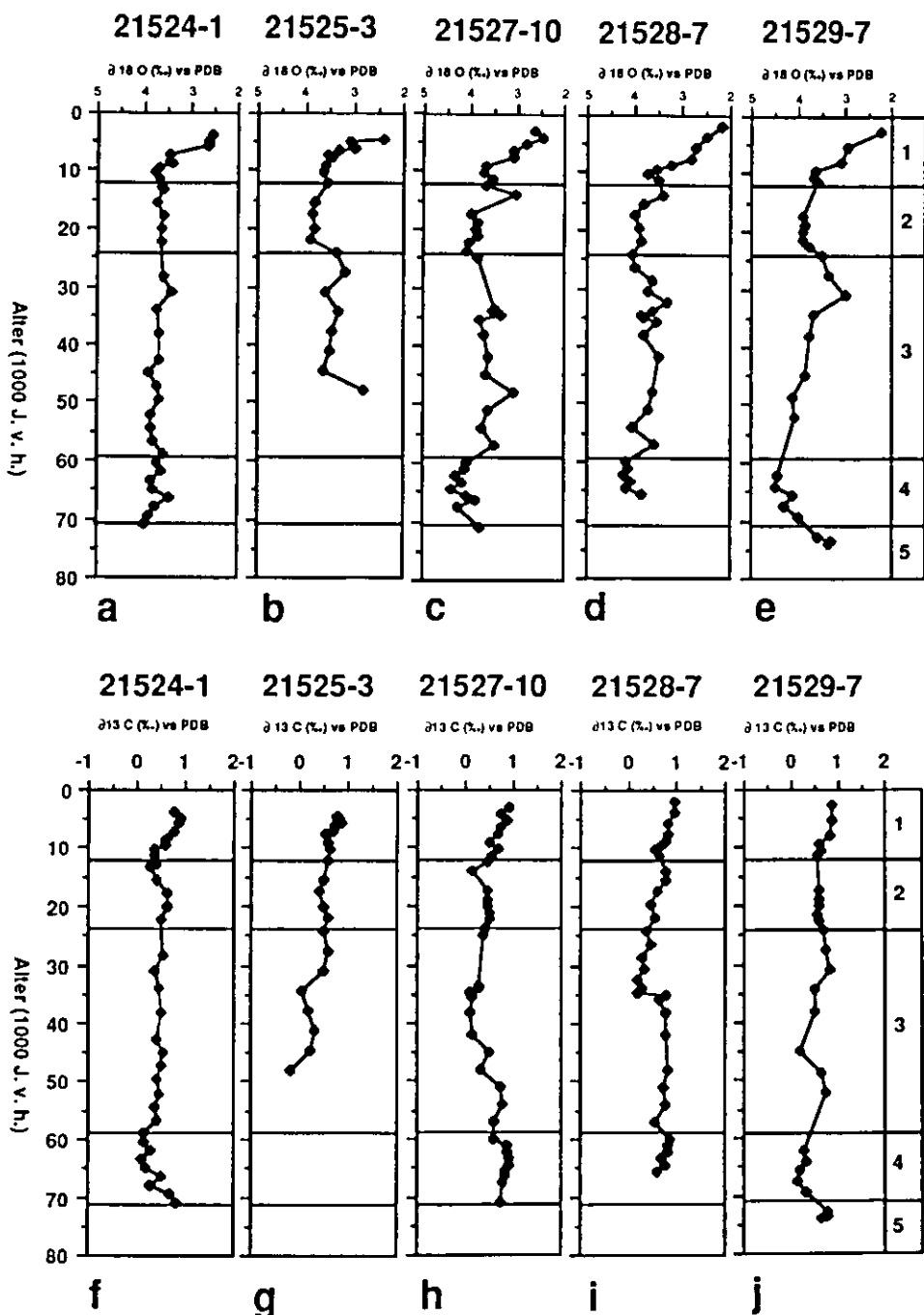
3,7‰ auf 2,2‰. Die Termination I<sub>B</sub> deutet sich in zwei Schritten an und ließe sich dementsprechend auch in Termination I<sub>B</sub> und I<sub>C</sub> (vgl. Mix & Ruddiman 1985) untergliedern. Die gesamte Termination I stellt hier einem Isotopenhub von 1,8‰  $\delta^{18}\text{O}$  dar, ein Wert der ca. 0,50‰ über dem des globalen Eisvolumensignals liegt.

#### 21529-7

Die Sauerstoffisotopenkurve dieses Kernes zeigt einen gänzlich anderen Verlauf als die bisher beschriebenen (Abb. 10 e). Relativ leichte  $\delta^{18}\text{O}$ -Werte sind im unteren Kernabschnitt zwischen 33,5 cm und 31,5 cm Kernteufe zu finden. Sie liegen zwischen 3,6‰ und 3,3‰  $\delta^{18}\text{O}$  und dokumentieren wahrscheinlich das Ende von Isotopenstadium 5. Zwischen 29,5 cm und 20,5 cm Kerntiefe liegt ein Bereich extrem schwerer (4,9‰ bis 4,0‰)  $\delta^{18}\text{O}$ -Werte. Dieser Bereich ist wahrscheinlich als Isotopenstadium 4 einzustufen. Im Anschluß daran nehmen die  $\delta^{18}\text{O}$ -Werte bis 15,5 cm Kernteufe von 4,1‰ auf 3,0‰ ab (Stadium 3 ?) und dann steigen sie wieder bis zu einer Kernteufe von 8,5 cm auf 3,9‰ an. Zwischen 8,5 cm Kernteufe und der Kernoberfläche ist wie in allen anderen Kernen auch ein kontinuierlicher Anstieg der  $\delta^{18}\text{O}$ -Werte in zwei Phasen (Termination I) von 3,9‰ auf 2,7‰ zu beobachten. Der Isotopenhub für die gesamte Termination I entspricht hier 1,2‰  $\delta^{18}\text{O}$ , ein Wert der dem des Eiseffekts entspricht.

Abbildung 14 d zeigt das Alters-Teufen-Diagramm mit der Häufigkeitsverteilung von *N. pachyderma* (sin.) von Kern 21529-7. Eine Alterseinstufung dieses Kernes ist sowohl aufgrund der AMS-<sup>14</sup>C-Datierungen als auch der Sauerstoffisotopenkurve problematisch. Die sedimentologischen Parameter dieses Kernes (pers. Mittlg. Pagels 1991) geben keinerlei Anzeichen für eine Störung oder Umlagerung der Sedimente zwischen 10-20 cm Teufe, der Bereich, in dem anscheinend wieder zu junge AMS-<sup>14</sup>C-Alter auftreten. Aufgrund der Verteilung von *N. pachyderma* (sin.) in den Sedimenten dieses Kernes ist es durchaus möglich, daß eingeschleppte Foraminiferen aus dem Häufigkeitsmaximum in 4-1 cm Teufe die AMS-<sup>14</sup>C-Datierungen verfälscht haben. Ebenso könnte eine sekundäre Kalzifizierung der Foraminiferengehäuse während oder nach der Ablagerung zu junge AMS-<sup>14</sup>C-Alter vortäuschen. In allen untersuchten Kernprofilen aus dem östlichen Teil des Nordpolarmeeres schwanken die  $\delta^{18}\text{O}$ -Werte im Isotopenstadium 2 um 4,0‰. Ein solcher Bereich ist in diesem Kern zwischen 11,5-8,5 cm zu finden. Demzufolge wird der Beginn von Termination I auf 8,5 cm festgelegt. Aufgrund der Ähnlichkeiten der sedimentologischen Parameter der einzelnen Kerne aus dem östlichen Teil des Nordpolarmeeres untereinander legte Pagels (1991) die Stadiengrenze 1/2 in Kern 21529 mit 7,5 cm Teufe, die Stadiengrenze 2/3 bei 14 cm Teufe, die Stadiengrenze 3/4 bei 23 cm Teufe und die Stadiengrenze 4/5 bei 30,5 cm Teufe fest. Anhand von Th<sup>230</sup>-Datierungen wurde im Kastenlot dieser Kernstation (Oberflächenverlust im KAL ca. 6 cm, Kubisch 1991) die Stadiengrenze 5/6 in 45 cm Teufe gelegt (Bohrmann 1991).

Die Abbildungen 15 a-j zeigen die Sauerstoff- und Kohlenstoffisotopen-Profile von *N. pachyderma* (sin.) geplottet gegen das Alter.



**Abb. 15 a-j:** Sauerstoff- und Kohlenstoffisotopen-Profile von *N. pachyderma* (sin.) der GKG-Kerne aus dem östlichen Teil des Nordpolarmeeres geplottet gegen das Alter. Die durchgezogenen Linien markieren die Isotopenstadiengrenzen. Die Zuordnung der Stadiengrenzen erfolgte nach Imbrie et al. (1984).

#### 5.4.2. Stratigraphie der Kastenlote/Schwerelote (Yermak-Plateau, Framstraße, Islandsee)

Die Einstufung der zeitlich weitreichenderen Sedimentkerne (KAL,SL) wurde anhand der Sauerstoffisotopendaten aufgebaut. In Kern 21533-3 und 21535-8 konnten die jüngeren Kernabschnitte (bis ca. 30.000 J. v. h.) durch AMS- $^{14}\text{C}$ -Datierungen eingestuft werden. Als weitere stratigraphische "Hilfsmittel" wurden für alle Kerne vorhandene Magneto- und Biostratigraphien (kalkiges Nannoplankton) (Bleil & Gard 1989, Nowaczyk & Baumann in press.) benutzt. Die Einstufung der einzelnen Isotopenstadien erfolgte durch Korrelation zu anderen Kernen aus dem Europäischen Nordmeer (Vogelsang 1990) und wurde zeitlich an der etablierten Sauerstoffisotopen-Chronologie von Imbrie et al. (1984) geeicht.

Termination I konnte in allen drei Kernen nicht aufgelöst werden, da die Proben in diesen Kernabschnitten keine planktischen Foraminiferen enthalten. Die Stadiengrenze 1/2 wurde demzufolge durch Inter- bzw. Extrapolation der in den einzelnen Kernen vorhandenen Altersfixpunkte (AMS- $^{14}\text{C}$ -Datierungen, Magnetostratigraphie, Datierung eines Tephra-Horizontes) berechnet.

##### 23247-1 Islandsee

Zwischen 350 cm bis 300 cm Kernteufe liegt ein Bereich mit relativ schweren  $\delta^{18}\text{O}$ -Werten die zwischen 4.5‰ und 3.7‰  $\delta^{18}\text{O}$  schwanken (Abb. 11 a). Dieses Intervall schwerer  $\delta^{18}\text{O}$ -Werte repräsentiert wahrscheinlich das Isotopenstadium 6. Zwischen 289,5 cm und 232,5 Kernteufe liegt ein Intervall isotopisch leichter Werte (3.9‰ bis 3.3‰), das Isotopenstadium 5 mit wiederum zwei sehr leichten Isotopenpeaks bei 279,5 cm (3.3‰) und 250,5 cm (3.5‰) Kernteufe. Die beiden leichten Sauerstoffisotopenwerte repräsentieren die Substadien 5a und 5e. Zwischen 232,5 cm und 209,6 cm Kernteufe liegt ein Intervall mit relativ schweren Sauerstoffisotopenwerten (4.2‰), welches als Isotopenstadium 4 eingestuft wurde. Bis 80,5 cm Kernteufe schließt sich wieder ein Intervall mit leichten  $\delta^{18}\text{O}$ -Werten an. Die Werte schwanken zwischen 3.9‰ und 3.3‰  $\delta^{18}\text{O}$  und repräsentieren das Isotopenstadium 3. Zwei isotopisch leichte Maxima liegen innerhalb dieses Intervalls bei 80,5 cm (3.7‰) und 199,5 cm Kernteufe (3.3‰) und wurden als Substadium 3.1 und 3.3 eingestuft. Ein Bereich mit wiederum schweren  $\delta^{18}\text{O}$ -Werten liegt zwischen 72 cm und 40,5 cm Kernteufe (4.0‰ bis 4.5‰) der das Sauerstoffisotopenstadium 2 repräsentiert. Bis zur Kernoberfläche nehmen die  $\delta^{18}\text{O}$ -Werte dann kontinuierlich bis auf einen Wert von 3.6‰ ab (Isotopenstadium 1). Der Sauerstoffisotopenhub für die gesamte Termination I beträgt 1.0‰  $\delta^{18}\text{O}$ , ein Wert, der den des globalen Eisvolumeneffekts um ca. 0.3‰  $\delta^{18}\text{O}$  unterschreitet.

Abbildung 11 a, b zeigt die Sauerstoff- und Kohlenstoff-Isotopenkurven von Kern 23247-1 aufgetragen gegen die Teufe. In 24 cm Teufe befindet sich ein Tephra-Horizont, der mit 10.600 J. v. h. datiert ist (Birgisdottir 1990). Die Einteilung der Sauerstoffisotopen-Stadiengrenzen wird durch magneto- und biostratigraphische Untersuchungen an diesem Kern durch Bleil & Gard (1989) bestä-

tigt. Sie geben für 72 cm Teufe ein Alter von 28.000 J. v. h., für 108 cm ein Alter von 44.000 J. v. h., für 230 cm ein Alter von 71.000 J. v. h. an und legen die Stadiengrenze 5/6 auf 280 cm fest. Eine weitere zeitliche Einstufung der Sedimente konnte durch das Auftreten der benthischen Foraminifere *Pullenia bulloides* (d'Orbigny) bei 230 cm Teufe vorgenommen werden (Haake, pers. Mitteilung). Diese Foraminiferenart wird als ein Indikator für das Substadium 5a im Europäischen Nordmeer interpretiert.

**Tab. 4:** AMS-<sup>14</sup>C-Alter von den AMS-<sup>14</sup>C-datierten Kernen 21535-8 und 21533-3, Reservoir korrigierte Alter.

Teufe (cm)	21535-8	21533-3
	AMS- <sup>14</sup> C-Alter Reservoir korrigiert (J. v. h.)	AMS- <sup>14</sup> C-Alter Reservoir korrigiert (J. v. h.)
15-16		6165 ± 80
55-56	18610 ± 170	
61-62	20180 ± 190	
83-84	28900 ± 410	
84-85		17870 ± 180
92-93		18160 ± 130
110-111		22790 ± 200

Tabelle 4 gibt eine Übersicht der AMS-<sup>14</sup>C-Alter der Sedimentkerne 21533-3 und 21535-8. Über die Grenzen der AMS-<sup>14</sup>C-Datierungen hinaus sind beide Kerne zunächst anhand der Sauerstoffisotopendaten eingestuft worden. Verfeinert wurde diese Stratigraphie durch zusätzliche Korrelation zur Magneto- und Biostratigraphie dieser Kerne (Nowaczyk & Baumann in press.). Die Festlegung der Stadiengrenzen ist aus Tabelle 5 ersichtlich. Die Feineinstufung von Stadium 5 in Kern 21535-8 ist ausführlich in Köhler & Spielhagen 1990 beschrieben.

### 21535-8, Framstraße

Die isotopisch leichten Intervalle sind in diesem Kern zwischen 340 cm bis 216 cm, 190 cm bis 69 cm und zwischen 39 cm Kernteufe und der Kernoberfläche zu finden. Ihre δ<sup>18</sup>O-Werte schwanken zwischen 4.4‰ und 3.1‰. Die isotopisch schweren Intervalle befinden sich zwischen den "leichten Einheiten" und im untersten Teil des Kernes zwischen 490 cm bis 340 cm Kernteufe. Ihre δ<sup>18</sup>O-Werte bewegen sich zwischen 4.9‰ und 4.2‰. In den Intervallen mit den leichten δ<sup>18</sup>O-Werten (Stadium 5 und 3) ist ein signifikanter Wechsel in der Amplitude der Sauerstoffisotopen-Werte zu beobachten, während die Einheiten mit den "schweren Werten" kaum einen Wechsel in der Amplitude ihrer δ<sup>18</sup>O-Werte zeigen (Abb. 12 a).

Am Anfang von Isotopenstadium 5 (5e) bei einer Kernteufe von 340 cm bewegen sich die δ<sup>18</sup>O-Werte zwischen 4.3‰ und 3.7‰ mit zwei relativen Maxima zwischen 330 cm bis 310 cm Kernteufe. Die Sauerstoffisotopenkurve zwischen 303 cm bis 240 cm Kernteufe wird dominiert von δ<sup>18</sup>O-Werten

zwischen 4.39‰ bis 3.83‰. Es sind gleichzeitig die schwersten  $\delta^{18}\text{O}$ -Werte, die innerhalb des Stadiums 5 auftreten. Die leichtesten  $\delta^{18}\text{O}$ -Werte des Kernes 21535-8 innerhalb des Stadiums 5 (5a) sind in einem "Doppelpeak" am Ende dieses Stadiums mit Werten um 3.3‰  $\delta^{18}\text{O}$  zu beobachten.

Die Termination I beginnt bei 41,0 cm und endet an der Kernoberfläche. Der Sauerstoffisotopenhub für die gesamte Termination I beträgt 1.4‰  $\delta^{18}\text{O}$ , ein Wert, der etwa dem globalen Eisvolumeneffekt in etwa entspricht. Eine detaillierte Beschreibung dieses Kernes geben Köhler & Spielhagen (1990).

### **21533-3, Yermak-Plateau**

Die isotopisch leichten Intervalle sind in diesem Kern zwischen 418 cm bis 276 cm, 209 cm bis 110 cm und zwischen 21 cm Kernteufe und der Kernoberfläche zu finden. Ihre  $\delta^{18}\text{O}$ -Werte schwanken zwischen 4.6‰ und 3.4‰. Die isotopisch schweren Intervalle befinden sich zwischen den "leichten Einheiten" und im untersten Teil des Kernes zwischen 482 cm bis 427 cm Kernteufe. Ihre  $\delta^{18}\text{O}$ -Werte bewegen sich generell zwischen 4.6‰ und 4.2‰. Eine Ausnahme bilden zwei "leichte  $\delta^{18}\text{O}$ -Werte" am Anfang des Stadiums 2, mit  $\delta^{18}\text{O}$ -Werten von 3.7‰ und 3.8‰. In den Intervallen mit den leichten  $\delta^{18}\text{O}$ -Werten (Stadium 5 und 3) ist wiederum ein signifikanter Wechsel in der Amplitude der Sauerstoffisotopen-Werte zu beobachten, während die Einheiten mit den "schweren Werten" kaum einen Wechsel in der Amplitude ihrer  $\delta^{18}\text{O}$ -Werte zeigen (Abb. 13 a).

Innerhalb des Isotopenstadiums 5, jeweils am Anfang und am Ende, können zwei relative Minima mit den leichtesten  $\delta^{18}\text{O}$ -Werten innerhalb dieses Stadiums beobachtet werden (3.4‰, 3.5‰). Ihnen wurden den Substadien 5a und 5e zugeordnet. Zwischen diesen beiden leichten Werten innerhalb des Stadiums 5 schwanken die  $\delta^{18}\text{O}$ -Werte zwischen 4.3‰ und 4.0‰.

Auffällig an der Sauerstoffisotopenkurve von Kern 21533-3 ist eine deutliche Zweigliederung von Isotopenstadium 3. Zwischen 209 cm und 174 cm Kernteufe liegen die  $\delta^{18}\text{O}$ -Werten im Mittel bei 3.8‰, ab 167 cm Kernteufe fallen die  $\delta^{18}\text{O}$ -Werte dann bis zum Anfang von Stadium 3 (106 cm Kernteufe) auf 4.6‰ bis 4.2‰ ab.

Das Ende der Termination I kann mit 15 cm Kernteufe angegeben werden. Demnach beträgt der Sauerstoffisotopenhub für die gesamte Termination I 1.1‰  $\delta^{18}\text{O}$ , ein Wert, der etwa dem globalen Eisvolumeneffekt entspricht.

Die Abbildungen 16-18 zeigen die Sauerstoff- und Kohlenstoff-Isotopenprofile der Kerne 23247-1, 21535-8 und 21533-3 aufgetragen gegen das Alter. Tabelle 5 enthält eine Übersicht der Stadiengrenzen in den einzelnen Kernen mit Teufenangabe.

Tab. 5: Teufen (cm) der durch Bio-, Magneto- (Bleil & Gard (1989); Nowaczyk & Baumann, in press.) und Sauerstoffisotopen-Stratigraphie (Köhler & Spielhagen, 1990) lokalisierten Sauerstoffisotopen-Stadiengrenzen. Die Festlegung der Alter der einzelnen Stadiengrenzen erfolgte nach Imbrie et al. (1984).

Stadiengrenze ( in 1.000 J.v.h.)	23247-1 (Teufe in cm)	21535-8 (Teufe in cm)	21533-3 (Teufe in cm)
1/2 ( 12.000)	30.5	35	50
2/3 ( 24.000)	60.5	71	113
3/4 ( 59.000)	202	195	230
4/5 ( 71.000)	224	215	271
5/6 (128.000)	289.5	339	420

### 23247-1

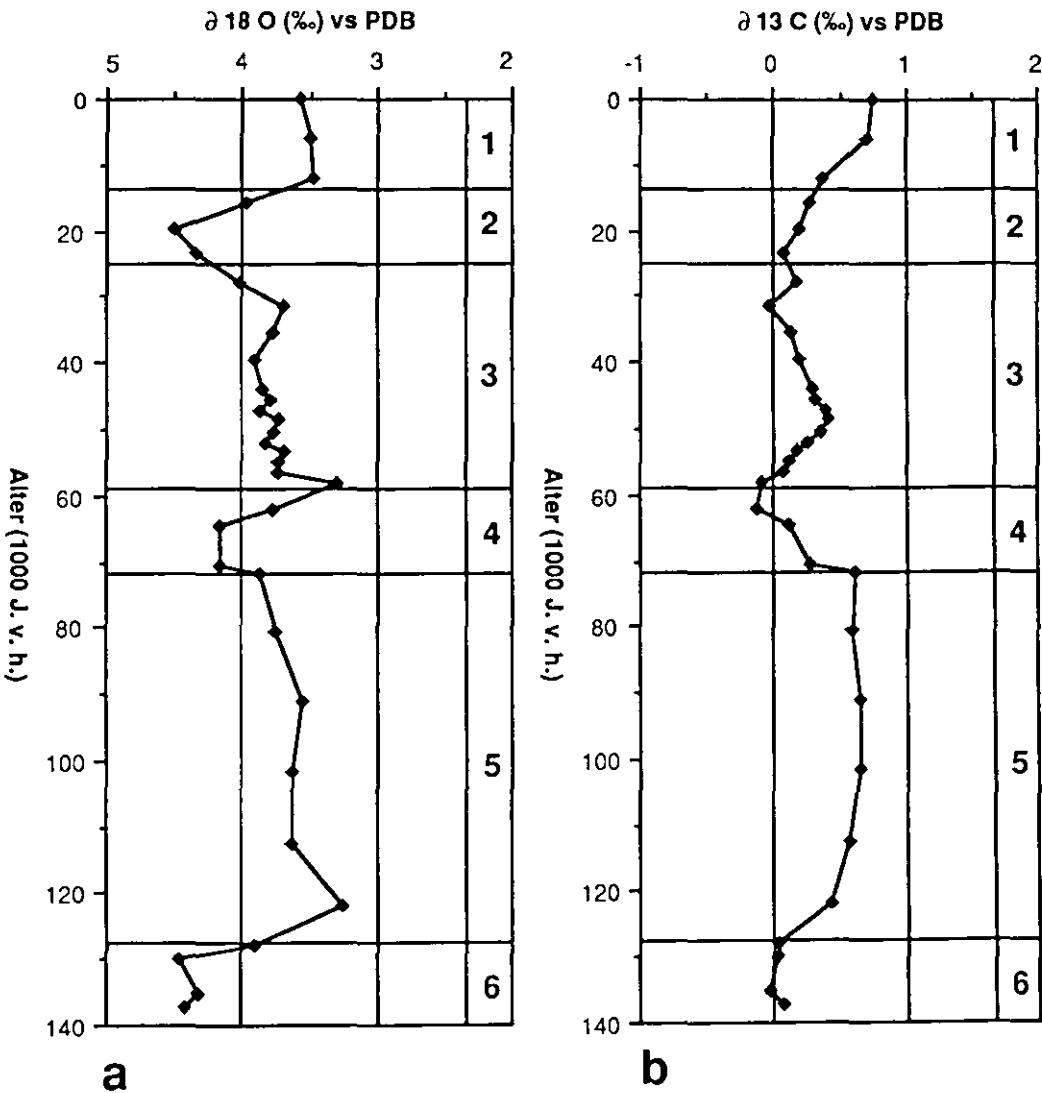
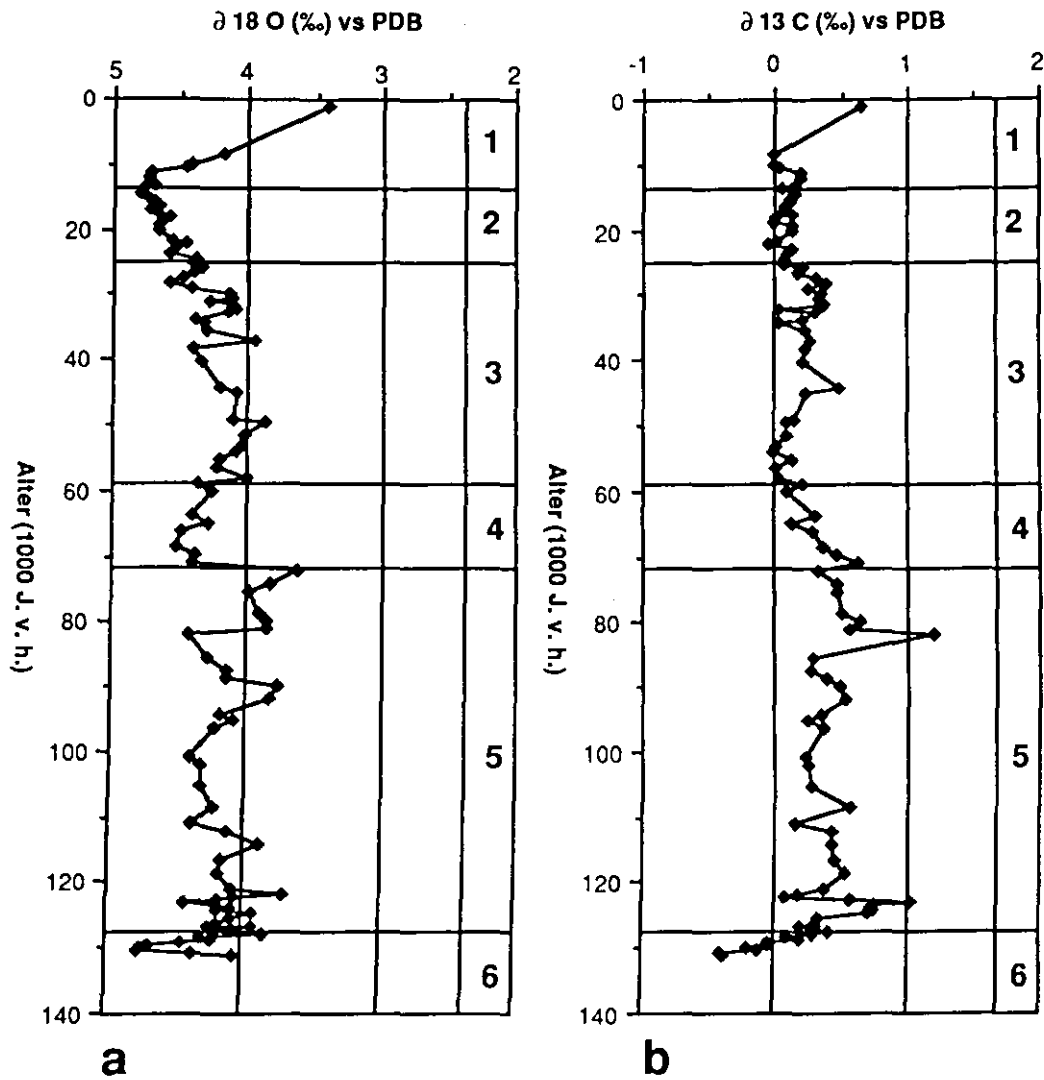


Abb. 16: Sauerstoff- (a) und Kohlenstoff-Isotopenprofile (b) des Kernes 23247-1 aufgetragen gegen das Alter. Die durchgezogenen Linien markieren die Sauerstoffisotopen-Stadiengrenzen. Als Altersfixpunkte dienten jeweils die vorhandenen Datierungen und die Stadiengrenzen (nach Imbrie et al. (1984)). Zwischen diesen Punkten wurde linear interpoliert.

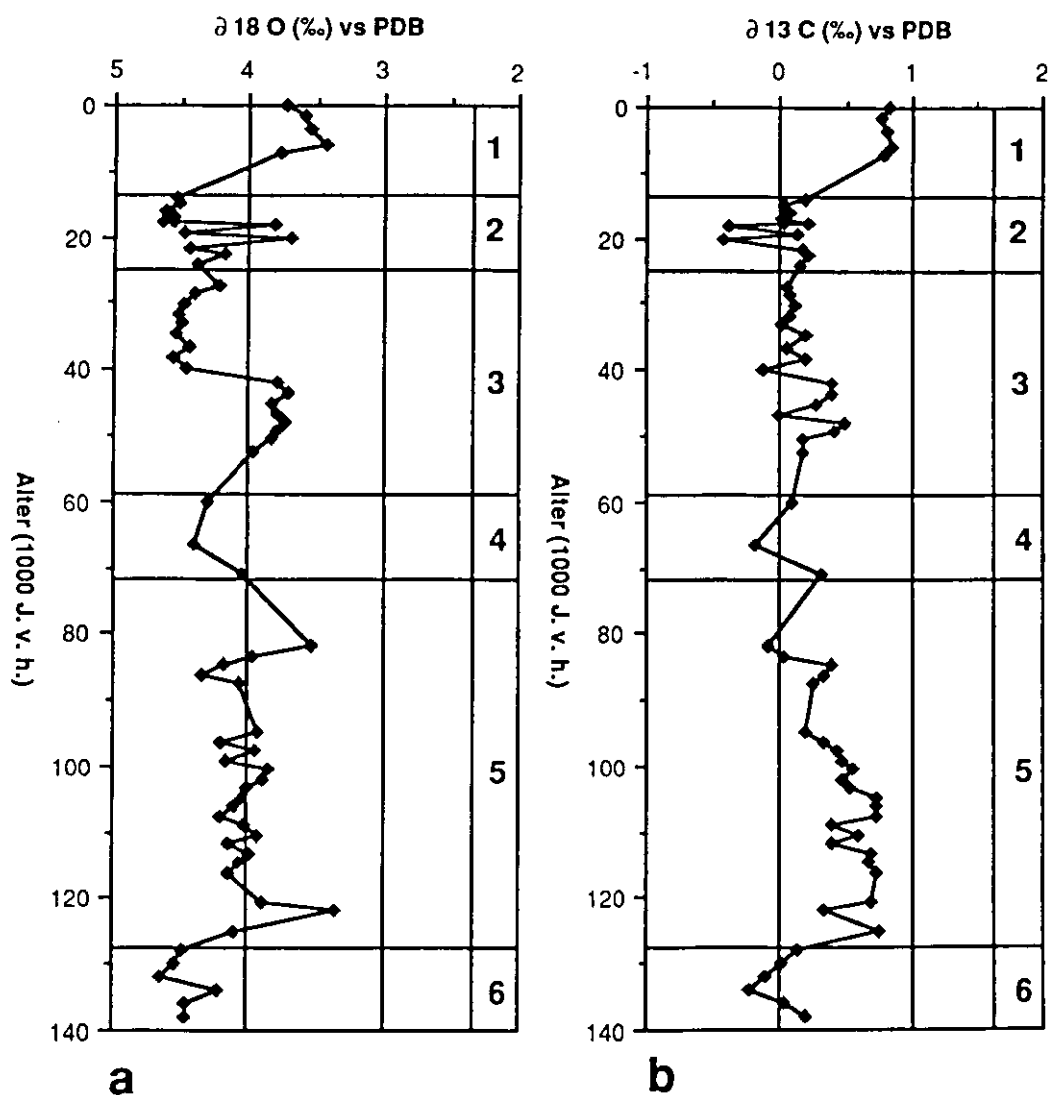
## 21535-8



**Abb. 17:** Sauerstoff- (a) und Kohlenstoff-Isotopenprofile (b) des Kernes 21535-8 aufgetragen gegen das Alter. Die durchgezogenen Linien markieren die Sauerstoffisotopen-Stadiengrenzen. Als Altersfixpunkte dienten jeweils die vorhandenen Datierungen und die Stadiengrenzen (nach Imbrie et al. (1984)). Zwischen diesen Punkten wurde linear interpoliert.



## 21533-3



**Abb. 18:** Sauerstoff- (a) und Kohlenstoff-Isotopenprofile (b) des Kernes 21533-3 aufgetragen gegen das Alter. Die durchgezogenen Linien markieren die Sauerstoffisotopen-Stadiengrenzen. Als Altersfixpunkte dienen jeweils die vorhandenen Datierungen und die Stadiengrenzen (nach Imbrie et al. (1984)). Zwischen diesen Punkten wurde linear interpoliert.

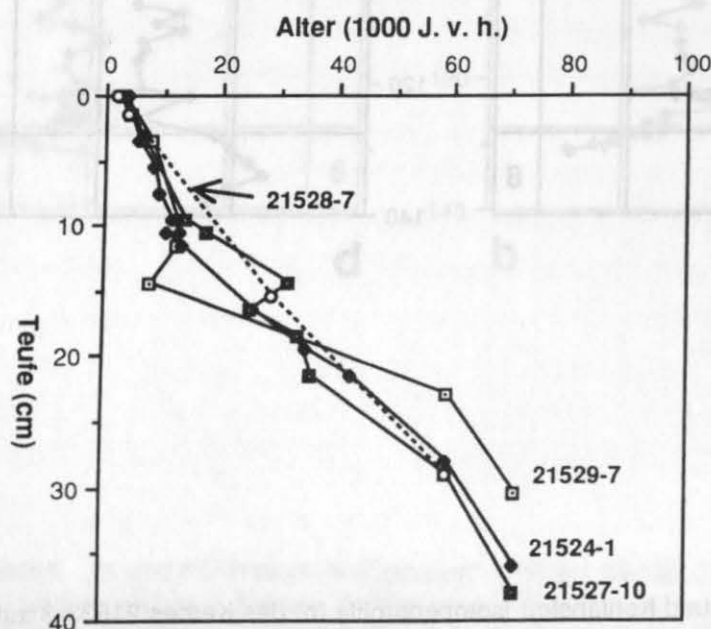
#### 5.4.3. Sedimentationsraten der GKG- Kerne aus dem östlichen Teil des Nordpolarmeeres

Die Berechnung der Sedimentationsraten für die GKG-Kerne aus dem östlichen Teil des Nordpolarmeeres erfolgte, soweit vorhanden, anhand der AMS- $^{14}\text{C}$ -Datierungen. Darüberhinaus diente die Festlegung der Stadiengrenzen (Tab. 6) unter Verwendung der SPECMAP-Zeitskala (Imbrie et al. 1984) als weiterer Altersfixpunkt. Anhand der Sedimentmächtigkeiten zwischen den Altersfixpunkten wurden die mittleren Sedimentationsraten der Isotopenstadien für die einzelnen Kerne berechnet (Tab. 7). Damit soll ein Einblick in die stratigraphische Auflösung der Proxydaten gewonnen und regionale Unterschiede der unterschiedlichen Teilgebiete des gesamten Untersuchungsgebietes aufgezeichnet werden.

**Tab. 6:** Teufen (cm) der durch AMS- $^{14}\text{C}$ -Datierungen und Sauerstoffisotopen-Stratigraphie lokalisierten Stadiengrenzen. Festlegung der Stadiengrenzen nach Imbrie et al. (1984).

Stadiengrenze (in J.v.h.)	21524-1 (Teufe in cm)	21525-3 (Teufe in cm)	21527-10 (Teufe in cm)	21528-7 (Teufe in cm)	21529-7 (Teufe in cm)
1/2 (12.000)	9	11	8	8	7.5
2/3 (24.000)	16	16.5	16	13	13.5
3/4 (59.000)	28.5		29	29	23.5
4/5 (71.000)	36.5		39.5		30.5

Die mittleren Sedimentationsraten der letzten 70.000 Jahre im Arktischen Ozean liegen zwischen 0.5 und 0.7 cm/1000 Jahre. Die höchsten Sedimentationsraten konnten in allen Kernen für das Isotopenstadium 1 und 4 (Tab. 7) berechnet werden. Abbildung 19 zeigt das Alters-Teufen Diagramm der Kerne 21524-1, 21527-10, 21528-7 und 21529-7.



**Abb. 19:** Alters-Teufen Diagramm der GKG-Kerne 21524-1, 21527-10, 21528-7 und 21529-7 aus dem östlichen Teil des Nordpolarmeeres. Die einzelnen Alters-Teufen-Kurven wurden anhand der  $^{14}\text{C}$ -Datierungen der einzelnen Kerne erstellt.

**Tab. 7:** Berechnete Sedimentationsraten der GKG-Kerne aus dem östlichen Teil des Nordpolarmeeres für die einzelnen Isotopenstadien. Die letzte Zeile ( $\emptyset$ ) enthält die durchschnittlichen Sedimentationsraten der einzelnen Kerne für die letzten 24.000 bis 71.000 Jahre (Stadium 1 bis maximal 4)

Sauerstoffisotopenstadium	21524-1 (cm/1000 J.)	21525-3 (cm/1000 J.)	21527-10 (cm/1000 J.)	21528-7 (cm/1000 J.)	21529-7 (cm/1000 J.)
1	0.75	0.91	0.67	0.67	0.63
2	0.58	0.46	0.67	0.42	0.50
3	0.36		0.38	0.46	0.35
4	0.67		0.89		0.58
$\emptyset$	0.59	0.69	0.65	0.51	0.52

#### 5.4.4. Sedimentationsraten der Kastenlot- und Schwerelotkerne (Yermak-Plateau, Framstraße, Islandsee)

Für die Berechnung der Sedimentationsraten der Kerne 21533-3, 21535-8 und 23247-1 wurden soweit vorhanden in den jüngeren Kernabschnitten AMS-<sup>14</sup>C-Datierungen herangezogen (bis max. 40.000 Jahre). Darüberhinaus konnten durch die Sauerstoffisotopenstratigraphie und die Korrelation zu anderen Kernen aus dem Europäischen Nordmeer (siehe Vogelsang 1990) in allen Kernen die Sauerstoffisotopen-Stadiengrenzen identifiziert werden. Unter Verwendung der SPECMAP-Zeitskala (Imbrie et al. 1984) und der Sedimentmächtigkeiten innerhalb der Isotopenstadien wurden die mittleren Sedimentationsraten der einzelnen Kerne berechnet. Tabelle 8 gibt eine Übersicht über die Sedimentationsraten der unterschiedlichen Kerne.

Die mittleren Sedimentationsraten auf dem Yermak-Plateau (21533-3) in den letzten 130.000 Jahren schwanken zwischen 2.6 cm und 5.3 cm/1000 Jahren. Die höchste Sedimentationsrate wurde für das Isotopenstadium 2 mit 5.3 cm/1000 Jahre errechnet. In den Isotopenstadien 1, 3, 4 und 5 liegen die Sedimentationsraten zwischen 2.6 cm und 4.2 cm/1000 Jahren. Die durchschnittliche Sedimentationsrate auf dem Yermak-Plateau für die letzten 130.000 beträgt 3.8 cm/1000 Jahre.

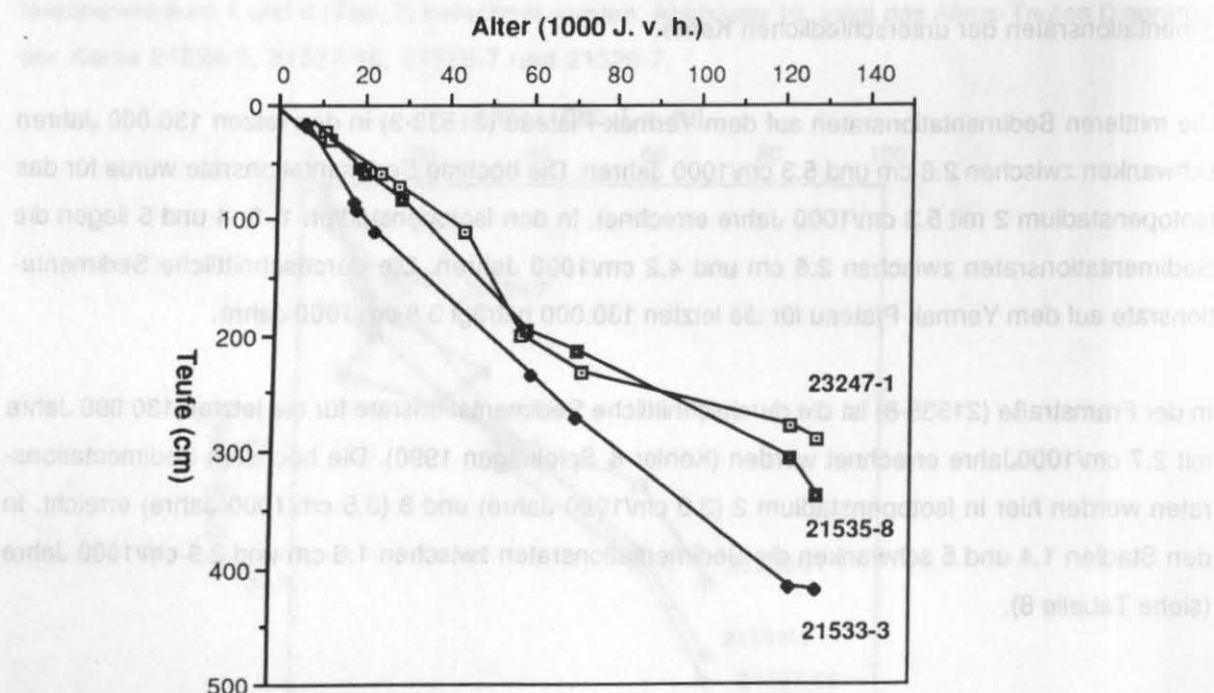
In der Framstraße (21535-8) ist die durchschnittliche Sedimentationsrate für die letzten 130.000 Jahre mit 2.7 cm/1000Jahre errechnet worden (Köhler & Spielhagen 1990). Die höchsten Sedimentationsraten werden hier in Isotopenstadium 2 (3.0 cm/1000 Jahre) und 3 (3.5 cm/1000 Jahre) erreicht. In den Stadien 1,4 und 5 schwanken die Sedimentationsraten zwischen 1.6 cm und 2.9 cm/1000 Jahre (siehe Tabelle 8).

**Tabelle 8:** Berechnete Sedimentationsraten (in cm/1000 Jahre) für die einzelnen Isotopenstadien innerhalb der Kastenlot- und Schwerelotkerne.

Sauerstoffisotopenstadium	21533-3 (cm/1000 J.)	21535-8 (cm/1000 J.)	23247-1 (cm/1000 J.)
1	4.2	2.9	2.5
2	5.3	3.0	2.5
3	3.4	3.5	4.1
4	3.4	1.6	1.8
5	2.6	2.2	1.2
Ø	3.8	2.7	2.4

In der Islandsee (23247-1) beträgt die durchschnittliche Sedimentationsrate in den letzten 130.000 Jahren 2.4 cm/1000 Jahre. Die höchsten Sedimentationsraten werden hier in Stadium 1 (2.5 cm/1000 Jahre) und 3 (4.0 cm/1000 Jahre) erreicht, die niedrigste Sedimentationsrate wurde für Stadium 5 mit 1.2 cm/1000 Jahre ermittelt (vgl. Tabelle 8).

Abbildung 20 zeigt das Alters-/Teufen-Diagramm für die Kerne 21533-3, 21535-8 und 23247-1. Aus diesem Diagramm ist ersichtlich, daß die mittleren Sedimentationsraten für die letzten 130.000 Jahre von Süden nach Norden zunehmen. Weiterhin zeigt diese Abbildung eine relativ gleichmäßige Sedimentation in allen drei Kernen innerhalb der letzten ca. 60.000 Jahre. Die Unterschiede in den Sedimentationsraten treten hauptsächlich zwischen 60.000 und 130.000 Jahren, also im Isotopenstadium 4 und 5 auf.



**Abb. 20:** Alters-/Teufen-Diagramm für die Kerne 21533-3, 21535-8 und 23247-1. Die einzelnen Alters-Teufen-Kurven wurden anhand der  $^{14}\text{C}$ -Datierungen und Altersfixpunkte der einzelnen Kerne erstellt.



## 6. Diskussion

In diesem Kapitel werden zunächst die einzelnen Ergebnisse unter Berücksichtigung der in Kapitel 1 hervorgehobenen Problematik und Fragestellung diskutiert (Kapitel 6.1 bis 6.5). Im Anschluß daran wird der Versuch unternommen, die Geschichte des Nordpolarmeeres und des Europäischen Nordmeeres in Bezug auf ihre Oberflächenwasserströmungen, Meereisbedeckung und Schmelzwasserzufuhr während der letzten 130.000 Jahre zu rekonstruieren. Dieses wird im Folgenden für die einzelnen Isotopenstadien (Stadium 1 bis 6) dargestellt.

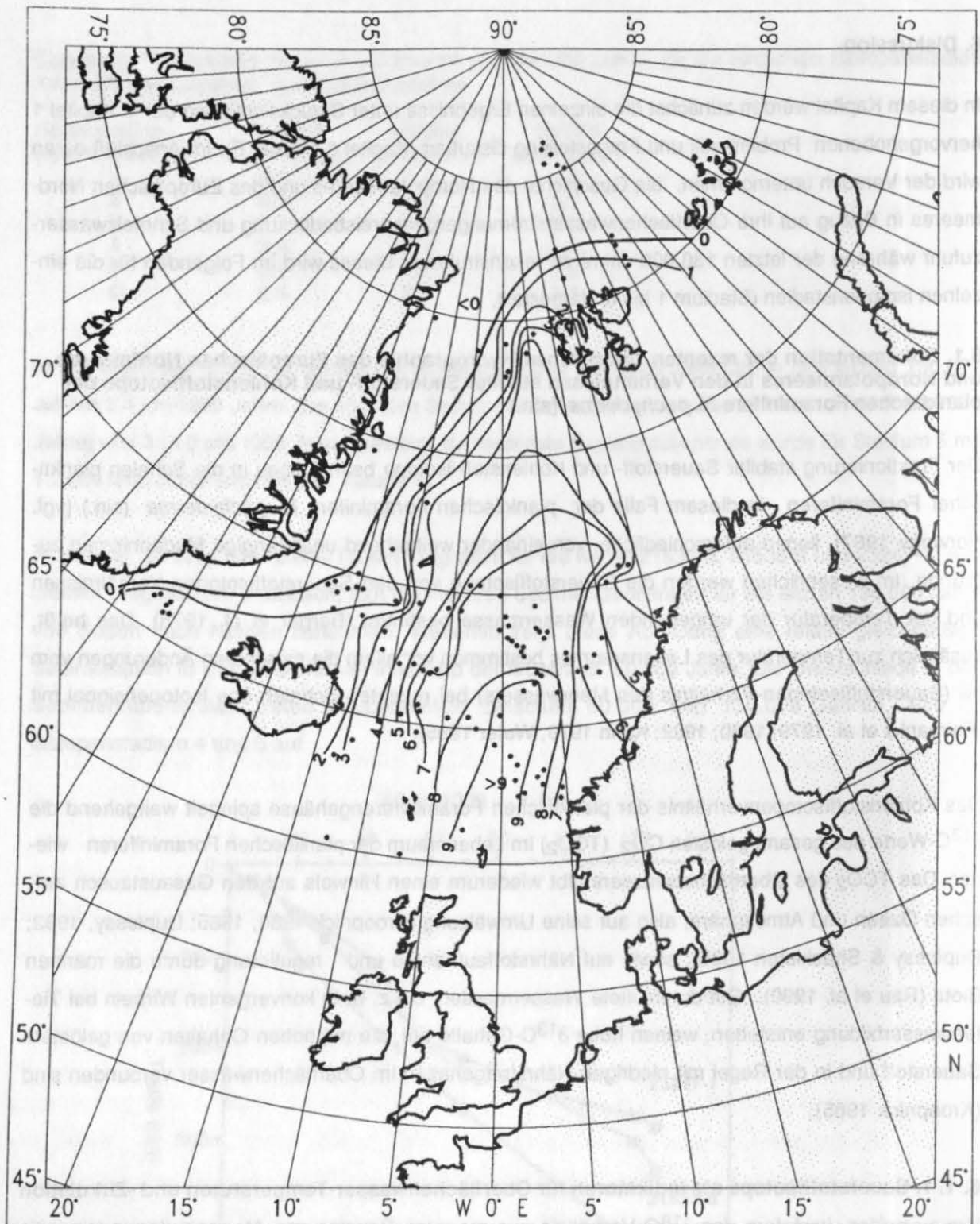
### 6.1. Dokumentation der rezenten Oberflächen-Hydrographie des Europäischen Nordmeeres und Nordpolarmeeres in den Verhältnissen stabiler Sauerstoff- und Kohlenstoffisotope der planktischen Foraminifere *N. pachyderma* (sin.)

Der Fraktionierung stabiler Sauerstoff- und Kohlenstoff-Isotope beim Einbau in die Schalen planktischer Foraminiferen, in diesem Falle der planktischen Foraminifere *N. pachyderma* (sin.) (vgl. Horwege 1987), liegen unterschiedliche, von einander weitgehend unabhängige Mechanismen zugrunde. Im wesentlichen werden die Sauerstoffisotope von den Sauerstoffisotopen-Verhältnissen und der Temperatur der umgebenden Wassermasse bestimmt (Berger et al. 1978). Das heißt, zusätzlich zur Temperatur des Lebensraumes bestimmen vor allem die saisonalen Änderungen vom  $\delta w$  (Sauerstoffisotopen-Verhältnis des Meerwassers) bei rezenten Schalen das Isotopensignal mit (Fairbanks et al. 1979; 1980; 1982; Kahn 1979, Wefer 1985).

Das Kohlenstoffisotopenverhältnis der planktischen Foraminiferengehäuse spiegelt weitgehend die  $\delta^{13}C$ -Werte des gesamt gelösten  $CO_2$  ( $TCO_2$ ) im Lebensraum der planktischen Foraminiferen wieder. Das  $TCO_2$  des Oberflächenwassers gibt wiederum einen Hinweis auf den Gasaustausch zwischen Ozean und Atmosphäre, also auf seine Umwälzung (Kroopnick 1980, 1985; Duplessy, 1982; Duplessy & Shackleton 1985), sowie auf Nährstoffaufnahme und -regulierung durch die marinen Biota (Rau et al. 1990). Gut durchlüftete Wassermassen, die z. B. in konvergenten Wirbeln bei Tiefenwasserbildung entstehen, weisen hohe  $\delta^{13}C$ -Gehalte auf, die mit hohen Gehalten von gelöstem Sauerstoff und in der Regel mit niedrigen Nährstoffgehalten im Oberflächenwasser verbunden sind (Kroopnick 1985).

#### 6.1.1. Sauerstoffisotope als Indikatoren für Oberflächenwasser-Temperaturen und -Zirkulation

Um zu prüfen, inwiefern das  $\delta^{18}O$ -Verhältnis aus rezenten Schalen von *N. pachyderma* (sin.) die Temperatur des Oberflächenwassers aufzeichnen, wurden die  $\delta^{18}O$ -Werte mit Hilfe der Paläotemperaturgleichung von Shackleton (1974) (Gleichung 1) in Celsius Temperaturen umgerechnet (Abb. 21) (vgl. Horwege 1987). Bei dieser Gleichung handelt es sich um eine "Niedrig-Temperatur"-Gleichung ( $T < 16.9^\circ C$ ), die in Anlehnung an die originale Gleichung von Epstein & Mayeda (1953) empirisch an die Verhältnisse der Tiefsee angeglichen wurde (siehe Shackleton 1974).

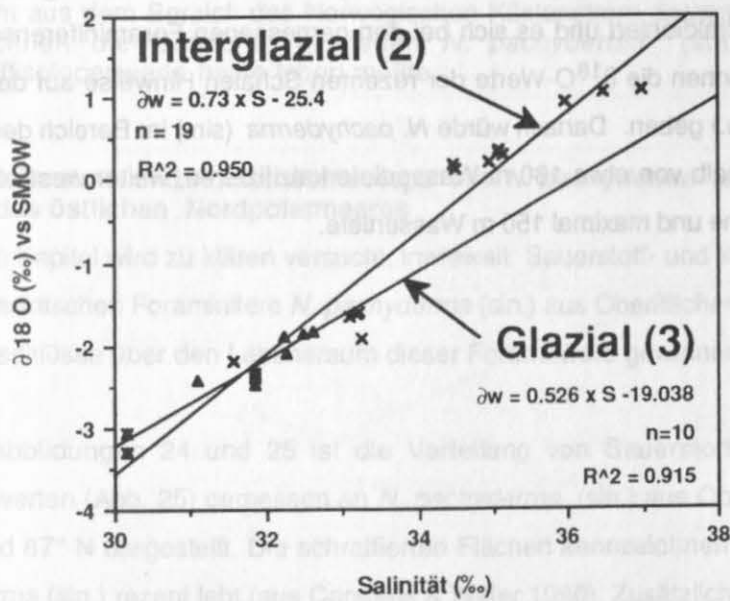


**Abb. 21:** "Isotopen"-Temperaturen (Sommer) berechnet unter Zuhilfenahme einer Paläotemperaturgleichung, nach Sauerstoffisotopen-Verhältnissen aus rezenten Schalen der planktischen Foraminifere *N. pachyderma* (sin.).

$$(1) T(^{\circ}\text{C}) = 16.9 (^{\circ}\text{C}) - 4.0 (\delta^{18}\text{O}_{\text{Probe}} (\text{‰}) - \delta^{18}\text{O}_{\text{Wasser}} (\text{‰}))$$

Neben dem  $\delta^{18}\text{O}$  der gemessenen Probe berücksichtigt Gleichung (1) das  $\delta^{18}\text{O}$  des Meerwassers ( $\delta w$ ). Es ist aus einer Regressionsgeraden (Abb. 22) für dieses Seegebiet bestimmt worden. Die Gerade gibt die Beziehung zwischen dem  $\delta^{18}\text{O}$  und dem Salzgehalt des Meerwassers wieder (Gleichung 2, berechnet nach Craig und Gordon, 1965) (Abb.22) . Da *in situ*  $\delta w$  Messungen für dieses Seegebiet nicht in hinreichender Dichte vorliegen, wurden diese mittels einer empirischen Regressionsgleichung bestimmt, die auf dem linearen Zusammenhang zwischen der Salinität und dem  $\delta w$  des Oberflächenwassers beruht (s. z. B. Craig & Gordon 1965). Tabelle A2.3 ( Anhang )gibt eine Übersicht über die, zur Berechnung der Regressionsgeraden herangezogenen,  $\delta^{18}\text{O}$ - und Salinitäts-Werte des Meerwassers. Für die Berechnung der Regressionsgeraden wurden alle verfügbaren gemessenen  $\delta^{18}\text{O}$ -Werte des Meerwassers im Untersuchungsgebiet herangezogen.

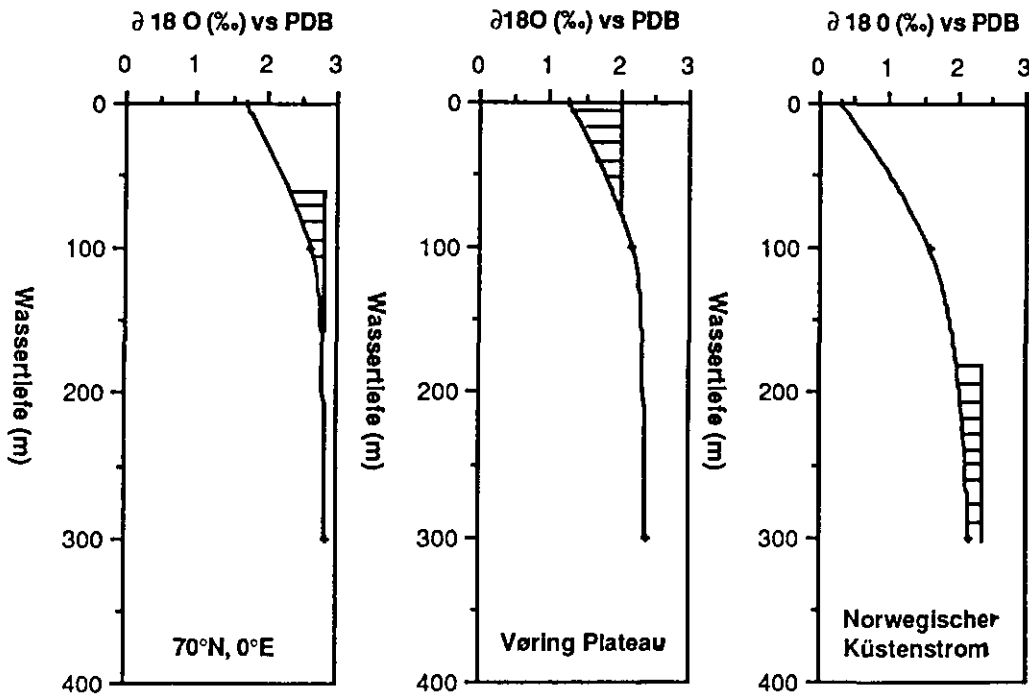
$$(2) \delta^{18}\text{O}_{\text{Wasser}} = 0.73 \times \text{Salzgehalt} - 25,36 \quad (\text{in } \text{‰}) \text{ bezogen auf SMOW-Standard}$$



**Abb. 22:** Regressionsgeraden für glaziale und interglaziale  $\delta w$ -S Beziehung. Die zur Berechnung herangezogenen Meßwerte des  $\delta^{18}\text{O}_{\text{Wasser}}$  des Meerwassers befinden sich in Tabelle A2.3 (Anhang). Der Umrechnungswert von SMOW Standard in PDB Standard beträgt -0.27‰ (Hut 1987) und wurde bei allen Berechnungen berücksichtigt.



Die niedrigsten errechneten "Isotopen"-Temperaturen (Abb. 21) liegen erwartungsgemäß im Nordpolarmeer und vor der grönländischen Küste im Einflußbereich des Ostgrönlandstromes, der kalte Wassermassen vom Nordpolarmeer durch die Framstraße in das Europäische Nordmeer transportiert. Die höchsten Temperaturen liegen im südöstlichsten Teil des Untersuchungsgebietes, im warmen Norwegenstrom. Ein Vergleich der rezenten Sommer-Wassertemperaturen (Abb. 3) mit den errechneten Paläotemperaturen zeigt, daß das Isotopentemperaturen-Verteilungsmuster in etwa der rezenten Temperaturverteilung in 100m Wassertiefe entspricht. Abweichungen zeigen sich lediglich direkt vor der norwegischen Küste, im Einflußbereich des Norwegischen Küstenstromes. Hier sind die errechneten Paläotemperaturen im Mittel  $1^{\circ}$  -  $2^{\circ}$  C niedriger als die rezenten Wassertemperaturen in 100m Wassertiefe. Die Temperaturabweichungen in diesem Bereich deuten eventuell einen tieferen (200 bis 300m Wassertiefe) Lebensraum von *N. pachyderma* (sin.) in diesem Gebiet an. Nach Sedimentfallendaten von Carstens (1987) beschränkt sich das Vorkommensmaximum von *N. pachyderma* (sin.) auf die Sommermonate. Ein anderer Grund für die beobachteten Temperaturabweichungen könnte durch die Beimischung von nicht rezenten Schalen in der Kernoberfläche verursacht worden sein. Abbildung 23 zeigt an drei Probenstationen im Untersuchungsgebiet die Gleichgewichtsfractionierung von Kalzit im Meerwasser nach Gleichung (1) und (2) berechnet. Zusätzlich wurden die tatsächlich gemessenen  $\delta^{18}\text{O}$ -Werte von *N. pachyderma* (sin.) in das Diagramm miteingezeichnet. Unter der Voraussetzung, daß *N. pachyderma* (sin.) die Sauerstoffisotope tatsächlich im Gleichgewicht mit der umgebenden Wassermasse fraktioniert und es sich bei den gemessenen Foraminiferenschalen um rezent Material handelt, können die  $\delta^{18}\text{O}$ -Werte der rezenten Schalen Hinweise auf den Lebensraum von *N. pachyderma* (sin.) geben. Danach würde *N. pachyderma* (sin.) im Bereich des Norwegischen Küstenstromes unterhalb von etwa 180 m Wassertiefe kalzifizieren, weiter westlich dagegen zwischen der Wasseroberfläche und maximal 150 m Wassertiefe.



**Abb. 23:** Dargestellt ist die, nach Gleichung (1) und (2) berechnete Gleichgewichtsfractionierung von Kalzit im Meerwasser an drei unterschiedlichen Lokationen in 0 m bis 300 m Wassertiefe im Untersuchungsgebiet. Im linken Diagramm ist die Gleichgewichtsfractionierung von Kalzit im Meerwasser bei 70°N, 0°E berechnet, im mittleren Diagramm für das Vøring Plateau und im rechten Diagramm aus dem Bereich des Norwegischen Küstenstrom dargestellt. Die schraffierten Flächen kennzeichnen die Bereiche, in denen *N. pachyderma* (sin.) aufgrund ihrer rezenten Sauerstoffisotopenwerte heute leben müßte.

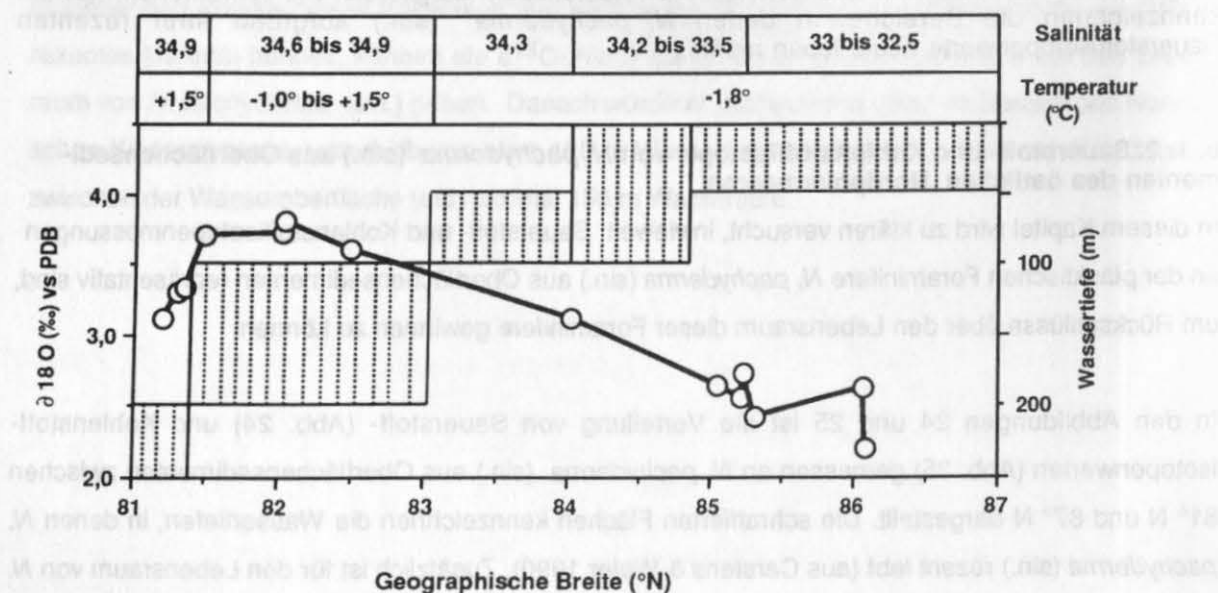
#### 6. 1. 2. Sauerstoff- und Kohlenstoffisotope von *N. pachyderma* (sin.) aus Oberflächensedimenten des östlichen Nordpolarmeeres

In diesem Kapitel wird zu klären versucht, inwieweit Sauerstoff- und Kohlenstoffisotopenmessungen an der planktischen Foraminifere *N. pachyderma* (sin.) aus Oberflächensedimenten repräsentativ sind, um Rückschlüsse über den Lebensraum dieser Foraminifere gewinnen zu können.

In den Abbildungen 24 und 25 ist die Verteilung von Sauerstoff- (Abb. 24) und Kohlenstoff-Isotopenwerten (Abb. 25) gemessen an *N. pachyderma* (sin.) aus Oberflächensedimenten zwischen 81° N und 87° N dargestellt. Die schraffierten Flächen kennzeichnen die Wassertiefen, in denen *N. pachyderma* (sin.) rezent lebt (aus Carstens & Wefer 1990). Zusätzlich ist für den Lebensraum von *N. pachyderma* (sin.) die rezente Wassertemperatur und der Salzgehalt des Meerwassers angegeben (Anderson et al. 1989). Aufgrund der abnehmenden Wassertemperatur im Oberflächenwasser zwischen 81° N und 87° N von ca. 4°C auf etwa -1.5°C (siehe Abb. 3) würde man eine Zunahme der  $\delta^{18}\text{O}$ -Werte von Süden nach Norden erwarten, jedoch ist das Gegenteil der Fall. Carstens & Wefer (1990) konnten anhand von Planktonfängen nachweisen, daß sich der Hauptlebensraum von *N. pachyderma* (sin.) zwischen 81° N und 87° N drastisch ändert. Während der Hauptlebensraum von *N. pachyderma*

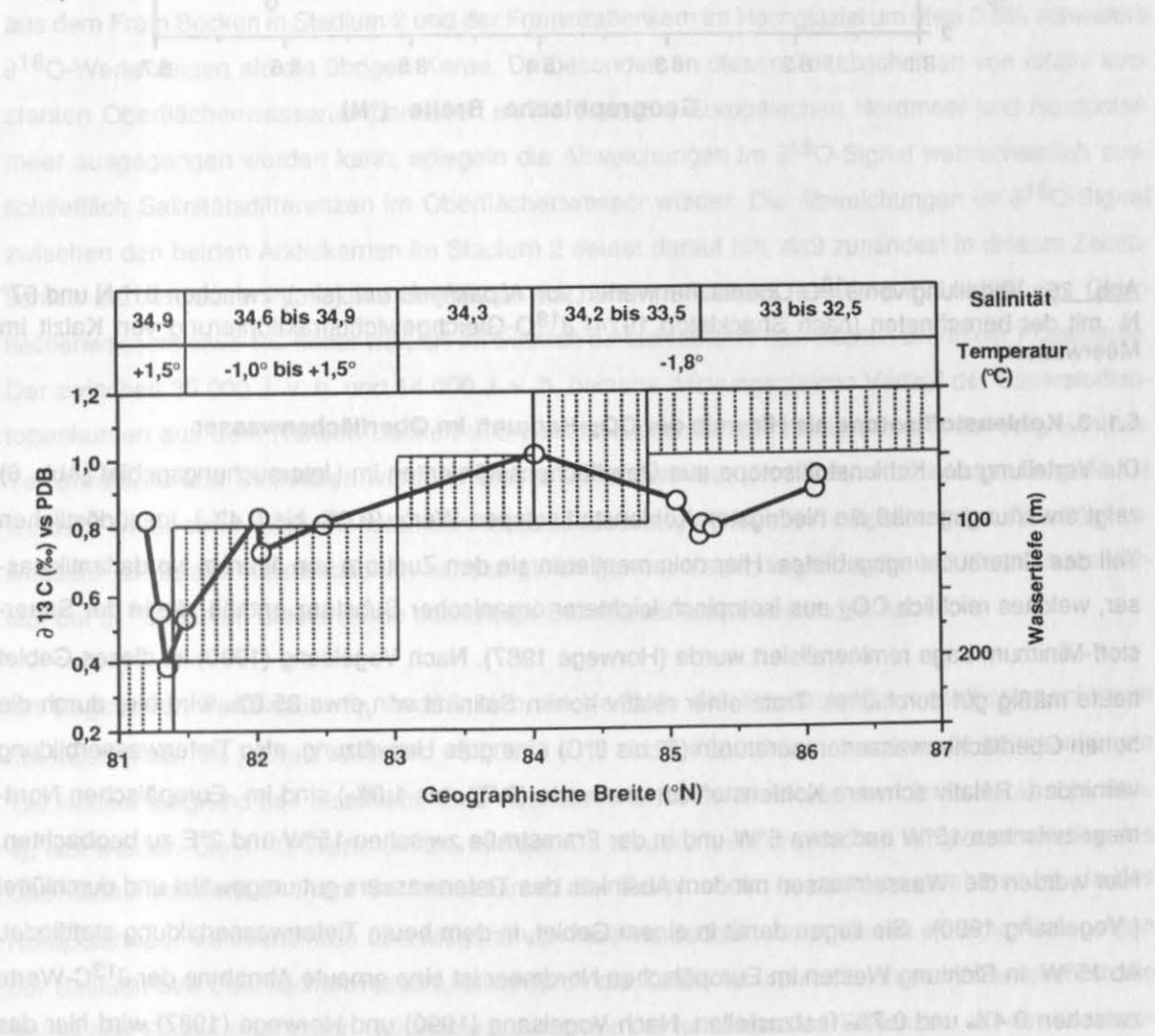
(sin.) in der Framstraße noch zwischen 150 m und 250 m, also direkt unterhalb der Pycnokline liegt, lebt sie im Nordpolarmeer (unter Eisbedeckung) direkt an der Wasseroberfläche oberhalb der Arktischen Pycnokline. Während Aksu & Vilks (1987) die Änderungen im  $\delta^{18}\text{O}$ -Signal aus Oberflächensedimenten gemessen an *N. pachyderma* (sin.) zwischen dem Nordpolarmeer und dem Europäischen Nordmeer ausschließlich auf Salzgehaltsänderungen im Oberflächenwasser zurückführten, wird nunmehr deutlich, daß neben Schwankungen im horizontalen Temperatur- und Salinitätsfeld des Ozeans auch die vertikalen Temperatur- und Salinitätsschwankungen bei der Interpretation der Isotopensignale von *N. pachyderma* (sin.) berücksichtigt werden müssen.

Um bei der Interpretation der  $\delta^{18}\text{O}$ -Oberflächendaten eine Verfälschung des Signals durch eventuell durch Bioturbation beigemengtes älteres Material auszuschließen, wurde für das vorhandene Süd-Nord Profil die Gleichgewichtsfractionierung von Kalzit im Meerwasser berechnet. Das Ergebnis ist in Abbildung 26 dargestellt. Es zeigt exakt den gleichen Verlauf wie die  $\delta^{18}\text{O}$ -Werte gemessen am Foraminiferenkarbonat, d. h., bei den gemessenen Foraminiferenschalen handelt es sich tatsächlich um rezentes Material. Dieses Ergebnis macht deutlich, wie unsicher die Interpretation von  $\delta^{18}\text{O}$ -Daten planktischer Foraminiferen in Gebieten mit großen regionaler Salinitätsunterschieden ist.



**Abb. 24:** Verteilung von  $\delta^{18}\text{O}$ -Oberflächenwerten zwischen 81° N und 87° N. Mit zunehmender geographischer Breite ist eine Abnahme der  $\delta^{18}\text{O}$ -Werte zu beobachten. Die schraffierten Flächen kennzeichnen die Wassertiefen, in denen *N. pachyderma* (sin.) rezent lebt (aus Carstens & Wefer 1990). Zusätzlich ist für den Lebensraum von *N. pachyderma* (sin.) die rezente Wassertemperatur und der Salzgehalt des Meerwassers angegeben.

Die Verteilung der Kohlenstoff-Isotopenwerte (Abb. 25) gemessen an *N. pachyderma* (sin.) aus Oberflächensedimenten zwischen 81° N und 87° N zeigt einen deutlichen Anstieg der  $\delta^{13}\text{C}$ -Werte von Süd nach Nord. Der Verlauf der  $\delta^{13}\text{C}$ -Werte zwischen 81°N und 87°N verläuft parallel zu dem Vorkommensmaximum von *N. pachyderma* (sin.) in der Wassersäule. Das heißt, zwischen 81°N und 82°N dokumentiert sich in den niedrigen  $\delta^{13}\text{C}$ -Werten (0.3‰ bis 0.5‰) der tiefere Lebensraum von *N. pachyderma*, der hier noch an atlantische Wassermassen gekoppelt ist. Diese  $\delta^{13}\text{C}$ -Werte deuten eine relativ schlechte Durchlüftung der Oberflächenwassermassen an. Zwischen 84°N und 87°N weisen die  $\delta^{13}\text{C}$ -Werte die höchsten Werte (0.7‰ bis 1.0‰) auf. Da *N. pachyderma* (sin.) hier direkt unter der Wasseroberfläche lebt (Carstens et al. in press) zeigen ihre  $\delta^{13}\text{C}$ -Werte hier eine "frische" polare Wassermasse an, die noch nicht lange im Gasaustausch mit der Atmosphäre steht (Kroopnick, 1985).



**Abb. 25:** Verteilung von  $\delta^{13}\text{C}$ -Oberflächenwerten zwischen 81° N und 87° N. Mit zunehmender geographischer Breite ist eine Anstieg der  $\delta^{13}\text{C}$ -Werte zu beobachten. Die schraffierten Flächen kennzeichnen die Wassertiefen, in denen *N. pachyderma* (sin.) rezent lebt (aus Carstens & Wefer 1990). Zusätzlich ist für den Lebensraum von *N. pachyderma* (sin.) die rezente Wassertemperatur und der Salzgehalt des Meerwassers angegeben.

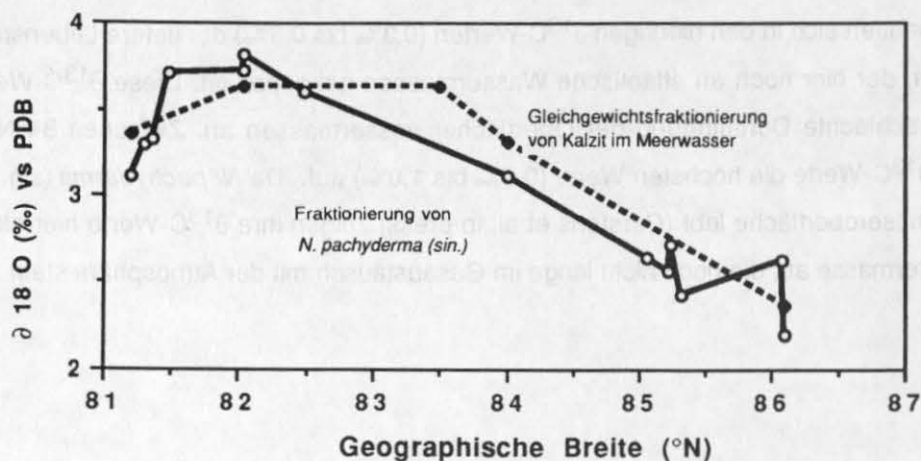


Abb. 26: Verteilung von  $\delta^{18}\text{O}$ -Oberflächenwerten von *N. pachyderma* (sin.) zwischen  $81^\circ\text{N}$  und  $87^\circ\text{N}$  mit der berechneten (nach Shackleton 1974)  $\delta^{18}\text{O}$ -Gleichgewichtsfractionierung von Kalzit im Meerwasser.

### 6.1. 3. Kohlenstoffisotope als Hinweis der $\text{CO}_2$ -Herkunft im Oberflächenwasser

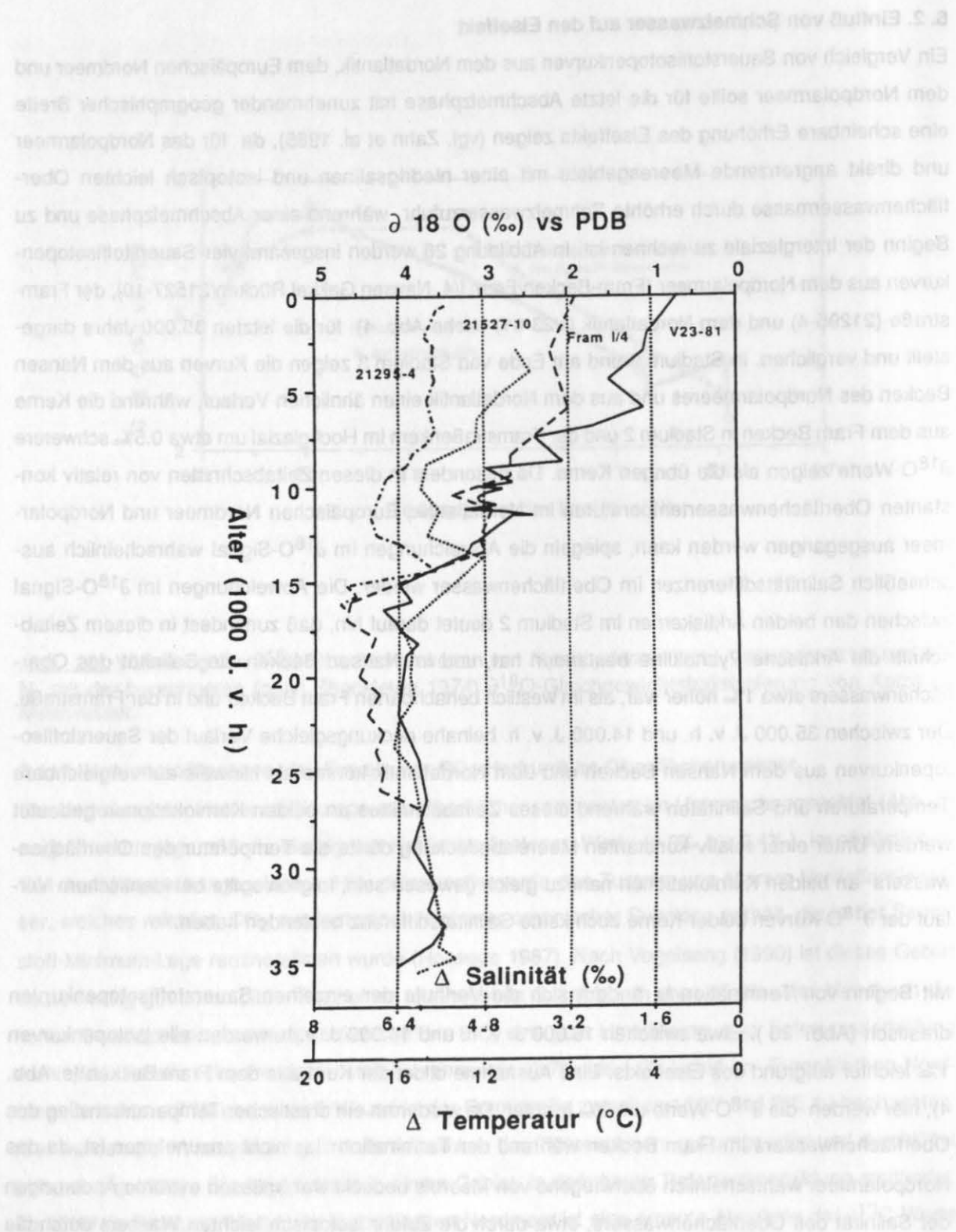
Die Verteilung der Kohlenstoffisotope aus Oberflächensedimenten im Untersuchungsgebiet (Abb. 8) zeigt erwartungsgemäß die niedrigsten Kohlenstoffisotopen-Werte (0.0‰ bis 0.4‰) im südöstlichen Teil des Untersuchungsgebietes. Hier dokumentieren sie den Zustrom von älterem Nordatlantikwasser, welches reichlich  $\text{CO}_2$  aus isotopisch leichter organischer Substanz enthält, die in der Sauerstoff-Minimum-Lage remineralisiert wurde (Horwege 1987). Nach Vogelsang (1990) ist dieses Gebiet heute mäßig gut durchlüftet. Trotz einer relativ hohen Salinität von etwa 35.0‰ wird hier durch die hohen Oberflächenwassertemperaturen ( $6^\circ$  bis  $8^\circ\text{C}$ ) eine gute Umwälzung, also Tiefenwasserbildung verhindert. Relativ schwere Kohlenstoffisotopenwerte (0.7‰ bis 1.0‰) sind im Europäischen Nordmeer zwischen  $15^\circ\text{W}$  und etwa  $5^\circ\text{W}$  und in der Framstraße zwischen  $15^\circ\text{W}$  und  $2^\circ\text{E}$  zu beobachten. Hier werden die Wassermassen mit dem Absinken des Tiefenwassers gut umgewälzt und durchlüftet (Vogelsang 1990). Sie liegen damit in einem Gebiet, in dem heute Tiefenwasserbildung stattfindet. Ab  $15^\circ\text{W}$  in Richtung Westen im Europäischen Nordmeer ist eine erneute Abnahme der  $\delta^{13}\text{C}$ -Werte zwischen 0.4‰ und 0.7‰ festzustellen. Nach Vogelsang (1990) und Horwege (1987) wird hier das niedrig saline, kalte Wasser des Ostgrönlandstromes durch höher salines, wärmeres Wasser der Norwegischen See relativ stabil überschichtet. Im Lebensraum von *N. pachyderma* (sin.), nahe der Sprungschicht, herrscht daher relativ schlechte Durchlüftung.



## 6. 2. Einfluß von Schmelzwasser auf den Eiseffekt

Ein Vergleich von Sauerstoffisotopenkurven aus dem Nordatlantik, dem Europäischen Nordmeer und dem Nordpolarmeer sollte für die letzte Abschmelzphase mit zunehmender geographischer Breite eine scheinbare Erhöhung des Eiseffekts zeigen (vgl. Zahn et al. 1985), da für das Nordpolarmeer und direkt angrenzende Meeresgebiete mit einer niedrighalinen und isotopisch leichten Oberflächenwassermasse durch erhöhte Schmelzwasserzufuhr während einer Abschmelzphase und zu Beginn der Interglaziale zu rechnen ist. In Abbildung 26 werden insgesamt vier Sauerstoffisotopenkurven aus dem Nordpolarmeer (Fram-Becken/Fram I/4, Nansen Gakkel Rücken/21527-10), der Framstraße (21295-4) und dem Nordatlantik (V23-81) (siehe Abb. 4) für die letzten 35.000 Jahre dargestellt und verglichen. In Stadium 2 und am Ende von Stadium 3 zeigen die Kurven aus dem Nansen Becken des Nordpolarmeeres und aus dem Nordatlantik einen ähnlichen Verlauf, während die Kerne aus dem Fram Becken in Stadium 2 und der Framstraßenkern im Hochglazial um etwa 0.5‰ schwerere  $\delta^{18}\text{O}$ -Werte zeigen als die übrigen Kerne. Da besonders in diesen Zeitabschnitten von relativ konstanten Oberflächenwassertemperaturen im Nordatlantik, Europäischen Nordmeer und Nordpolarmeer ausgegangen werden kann, spiegeln die Abweichungen im  $\delta^{18}\text{O}$ -Signal wahrscheinlich ausschließlich Salinitätsdifferenzen im Oberflächenwasser wieder. Die Abweichungen im  $\delta^{18}\text{O}$ -Signal zwischen den beiden Arktiskernen im Stadium 2 deutet darauf hin, daß zumindest in diesem Zeitabschnitt die Arktische Pycnokline bestanden hat, und im Nansen Becken die Salinität des Oberflächenwassers etwa 1‰ höher war, als im westlich benachbarten Fram Becken und in der Framstraße. Der zwischen 35.000 J. v. h. und 14.000 J. v. h. beinahe deckungsgleiche Verlauf der Sauerstoffisotopenkurven aus dem Nansen Becken und dem Nordatlantik könnte als Hinweis auf vergleichbare Temperaturen und Salinitäten während dieses Zeitabschnittes an beiden Kernlokalationen gedeutet werden. Unter einer relativ konstanten Meereisbedeckung dürfte die Temperatur des Oberflächenwassers an beiden Kernlokalationen nahezu gleich gewesen sein, folglich sollte bei identischem Verlauf der  $\delta^{18}\text{O}$ -Kurven beider Kerne auch keine Salinitätsdifferenz bestanden haben.

Mit Beginn von Termination I<sub>A</sub> ändern sich die Verläufe der einzelnen Sauerstoffisotopenkurven drastisch (Abb. 26). Etwa zwischen 16.000 J. v. h. und 14.000 J. v. h. werden alle Isotopenkurven 1‰ leichter aufgrund des Eiseffekts. Eine Ausnahme bildet der Kern aus dem Fram Becken (s. Abb. 4), hier werden die  $\delta^{18}\text{O}$ -Werte um 2‰ leichter. Da wiederum ein drastischer Temperaturanstieg des Oberflächenwassers im Fram Becken während der Termination I<sub>A</sub> nicht anzunehmen ist, da das Nordpolarmeer wahrscheinlich überwiegend von Meereis bedeckt war, müssen extreme Änderungen der Salinität des Oberflächenwassers, etwa durch die Zufuhr isotopisch leichten Wassers durch die sibirischen Flüsse oder durch Schmelzwasserzufuhr der kontinentalen Eisschilde, zu der beschriebenen Änderung des Isotopensignals in diesem Gebiet geführt haben. Heute besteht kein Unterschied in den Oberflächenwassertemperaturen des Fram und Nansen Beckens im Nordpolarmeer (s. Abb. 3). Deshalb dokumentiert der Verlauf der Sauerstoffisotopenkurven, daß zwischen dem Anfang



**Abb.26 :** Vergleich von Sauerstoffisotopenkurven von *N. pachyderma* (sin.) aus dem Nordpolarmeer (Zahn et al. 1985), der Framstraße (Jones & Keigwin 1989) und dem Nordatlantik (Jansen & Veum 1990) für die letzten 35.000 Jahre. Diese Abbildung enthält zusätzlich zur  $\delta^{18}\text{O}$ -Skala eine Temperatur- und rezente Salinitätsskala. Daraus ist ersichtlich, daß zum Beispiel eine Änderung im  $\delta^{18}\text{O}$  verursacht werden kann durch entweder eine Oberflächenwassertemperaturänderung von  $4^{\circ}\text{C}$ , eine Salinitätsänderung von 1.6‰ oder einer Mischung aus beiden Parametern.



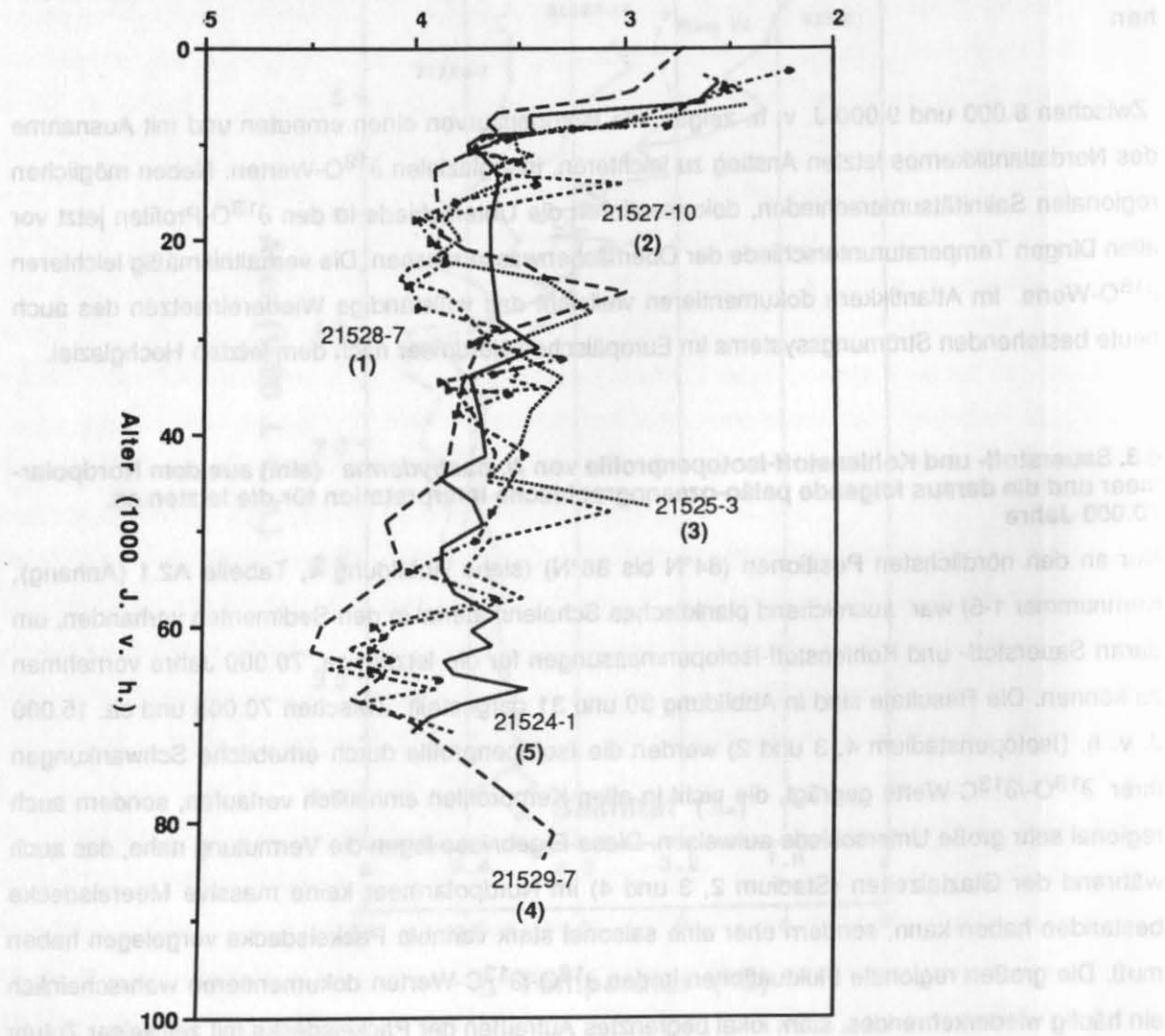
der Termination I<sub>A</sub> und heute die Oberflächenwassermassen im Fram Becken grundsätzlich geringer salin waren als beispielsweise im Nansen Becken. Dieses wiederum zeigt, daß während einer Abschmelzphase die Zufuhr isotopisch leichten Wassers (Schmelzwasser und Flußzufuhr) zu einer scheinbaren Erhöhung des Eiseffekts (Termination) führen kann. Ebenso kann in den Interglazialen die Zufuhr isotopisch leichten Wassers aus Flüssen zu einem leichteren Sauerstoffisotopensignal führen. Diese Vermutungen werden durch Anderson et al. (1989) bestätigt. Anhand von Salzgehaltsmessungen des Oberflächenwassers im Nordpolarmeer zeigten sie, daß heute im Fram Becken sehr niedrige Salinitäten (31‰ bis 32‰) durch Flußwasserzufuhr aus den sibirischen Flüssen bestehen.

Zwischen 8.000 und 9.000 J. v. h. zeigen alle Isotopenkurven einen erneuten und mit Ausnahme des Nordatlantikkernes letzten Anstieg zu leichteren, interglazialen  $\delta^{18}\text{O}$ -Werten. Neben möglichen regionalen Salinitätsunterschieden, dokumentieren die Unterschiede in den  $\delta^{18}\text{O}$ -Profilen jetzt vor allen Dingen Temperaturunterschiede der Oberflächenwassermassen. Die verhältnismäßig leichteren  $\delta^{18}\text{O}$ -Werte im Atlantikkern dokumentieren vielleicht das vollständige Wiedereinsetzen des auch heute bestehenden Strömungssystems im Europäischen Nordmeer nach dem letzten Hochglazial.

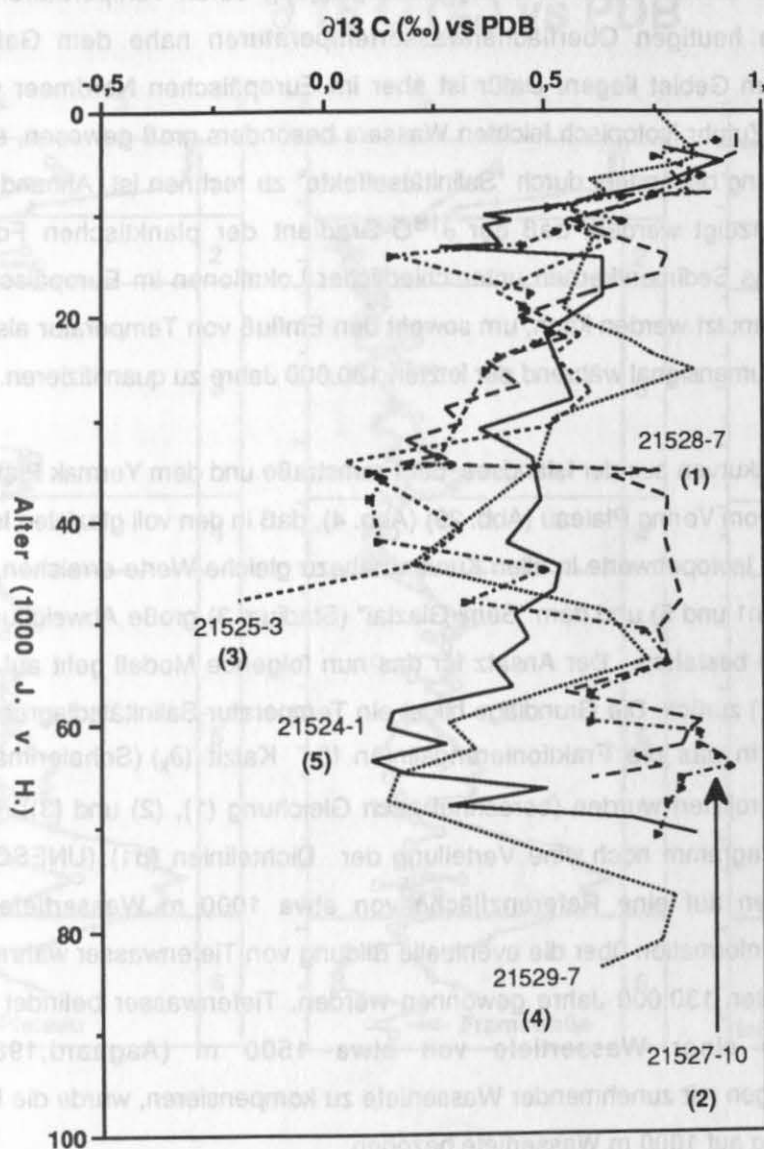
### **6.3. Sauerstoff- und Kohlenstoff-Isotopenprofile von *N. pachyderma* (sin.) aus dem Nordpolarmeer und die daraus folgende paläo-ozeanographische Interpretation für die letzten ca. 70.000 Jahre**

Nur an den nördlichsten Positionen (84°N bis 86°N) (siehe Abbildung 4, Tabelle A2.1 (Anhang), Kernnummer 1-5) war ausreichend planktisches Schalenmaterial in den Sedimenten vorhanden, um daran Sauerstoff- und Kohlenstoff-Isotopenmassungen für die letzten ca. 70.000 Jahre vornehmen zu können. Die Resultate sind in Abbildung 30 und 31 dargestellt. Zwischen 70.000 und ca. 15.000 J. v. h. (Isotopenstadium 4, 3 und 2) werden die Isotopenprofile durch erhebliche Schwankungen ihrer  $\delta^{18}\text{O}$ -/ $\delta^{13}\text{C}$ -Werte geprägt, die nicht in allen Kernprofilen einheitlich verlaufen, sondern auch regional sehr große Unterschiede aufweisen. Diese Ergebnisse legen die Vermutung nahe, das auch während der Glazialzeiten (Stadium 2, 3 und 4) im Nordpolarmeer keine massive Meereisdecke bestanden haben kann, sondern eher eine saisonal stark variable Packeisdecke vorgelegen haben muß. Die großen regionale Fluktuationen in den  $\delta^{18}\text{O}$ -/ $\delta^{13}\text{C}$ -Werten dokumentieren wahrscheinlich ein häufig wiederkehrendes, stark lokal begrenztes Aufreißen der Packeisdecke mit zeitweiser Zufuhr von Schmelzwasser in den Glazialzeiten. Erst mit Beginn von Termination I zeigen sowohl die  $\delta^{18}\text{O}$ -, als auch die  $\delta^{13}\text{C}$ -Kurven untereinander einen einheitlichen Verlauf. Auffälligerweise beträgt der Eiseffekt im östlichen Nordpolarmeer einheitlich 1.2‰, ein Wert der weder eine Signalüberprägung durch regionale Temperatur- noch Salinitätseffekte erfahren haben sollte. Hier muß allerdings berücksichtigt werden, daß aufgrund der niedrigen Sedimentationsraten (ca. 0.6cm/1000 Jahre) eine Signalerhaltung nicht unbedingt gewährleistet ist.

der Termination 1A und damit die Oberflächenwasserströmungen im Fram Becken grundsätzlich geringer sein waren als beispielsweise im Nansen Becken. Dieses wiederum zeigt, daß während einer Abschmelzphase die Zufuhr kaltpolischer leichten Wassers (Schmelzwasser und Fußschmelz) zu einer scheinbaren Erhöhung des  $\delta^{18}\text{O}$  (Termination) führen kann. Ebenso kann in den interglazialen die Zufuhr kaltpolischer leichten Wassers aus Flüssen zu einem leichteren Sauerstoffisotopengehalt führen. Diese Vermutungen werden durch Anderson et al. (1989) bestätigt. Vorhand von Salzgehaltsmessungen des Oberflächenwassers im Nordpolarmeer zufolge, daß heute im Fram Becken sehr niedrige Salinitäten (32,5 bis 32,7) durch die Mischung aus dem kalten arktischen Flüssen bestimmt werden.



**Abb. 27:** Sauerstoffisotopenprofile von insgesamt fünf GKG-Kernen aus dem Nordpolarmeer aufgetragen gegen das Alter. Der Zahlenzusatz zur Kernnummer entspricht der Positionsnummer in Abbildung 4.



**Abb. 28:** Kohlenstoffisotopenprofile von insgesamt fünf GKG-Kernen aus dem Nordpolarmeer aufgetragen gegen das Alter. Der Zahlenzusatz zur Kernnummer entspricht der Positionsnummer in Abbildung 4.



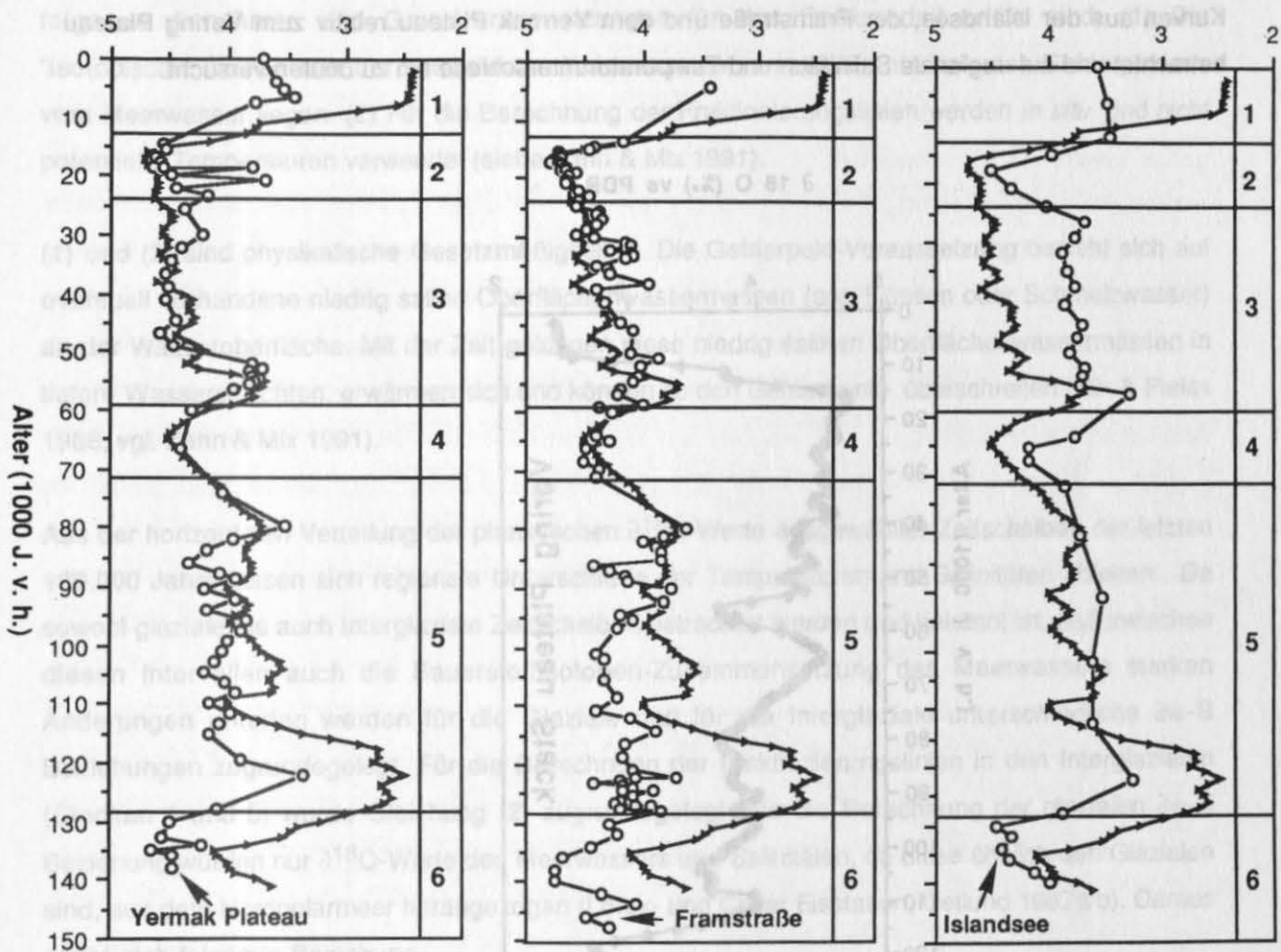
#### 6.4. Einfluß von Temperatur und "Salinität" auf das globale Sauerstoffisotopensignal

Die Temperaturschwankungen im Oberflächenwasser des Nordpolarmeeres zwischen dem letzten Hochglazial und dem jetzigen Interglazial dürften relativ gering gewesen sein und höchstens in der Framstraße und in der Islandsee zu einer deutlichen Veränderung in den Sauerstoffisotopensignalen (nämlich zu leichteren  $\delta^{18}\text{O}$ -Werten) geführt haben. Die Sauerstoffisotopenprofile im östlichen Teil des Nordpolarmeeres dürften kaum eine Signalüberprägung durch Temperatureffekte erfahren haben, da auch die heutigen Oberflächenwassertemperaturen nahe dem Gefrierpunkt des Meerwasser in diesem Gebiet liegen. Dafür ist aber im Europäischen Nordmeer während einer Abschmelzphase die Zufuhr isotopisch leichten Wassers besonders groß gewesen, so daß hier mit einer Signalüberprägung besonders durch "Salinitätseffekte" zu rechnen ist. Anhand eines Modells soll im Folgenden gezeigt werden, daß der  $\delta^{18}\text{O}$ -Gradient der planktischen Foraminifere *N. pachyderma* (sin.) aus Sedimentkernen unterschiedlicher Lokationen im Europäischen Nordmeer und Nordpolarmeer benutzt werden kann, um sowohl den Einfluß von Temperatur als auch Salinität auf das globale Eisvolumensignal während der letzten 130.000 Jahre zu quantifizieren.

Die Sauerstoffisotopenkurven aus der Islandsee, der Framstraße und dem Yermak Plateau zeigen im Vergleich mit Kurven vom Vøring Plateau (Abb. 29) (Abb. 4), daß in den voll glazialen Isotopenstadien (Stadium 2 und 4) die Isotopenwerte in allen Kurven nahezu gleiche Werte erreichen, jedoch in den Interglazialen (Stadium 1 und 5) und dem "Semi-Glazial" (Stadium 3) große Abweichungen zwischen den einzelnen Kurven bestehen. Der Ansatz für das nun folgende Modell geht auf Überlegungen von Zahn & Mix (1991) zurück. Die Grundlage bildet ein Temperatur-Salinitätsdiagramm ( $\Delta T$ - $\Delta S$ ) des Oberflächenwassers in das die Fraktionierungslinien für Kalzit ( $\partial_k$ ) (Schalenmaterial von *N. pachyderma* (sin.)) projiziert wurden (berechnet nach Gleichung (1), (2) und (3)). Darüberhinaus enthält das  $\Delta T$ - $\Delta S$ -Diagramm noch eine Verteilung der Dichtelinien ( $\sigma_t$ ) (UNESCO, 1981) des Meerwassers bezogen auf eine Referenzfläche von etwa 1000 m Wassertiefe. Anhand der Dichtelinien soll eine Information über die eventuelle Bildung von Tiefenwasser während bestimmter Zeitscheiben der letzten 130.000 Jahre gewonnen werden. Tiefenwasser befindet sich heute im Grönlandbecken in einer Wassertiefe von etwa 1500 m (Aagaard, 1989). Um die Wasserdruckänderungen mit zunehmender Wassertiefe zu kompensieren, wurde die Referenzfläche für die Dichteverteilung auf 1000 m Wassertiefe bezogen.

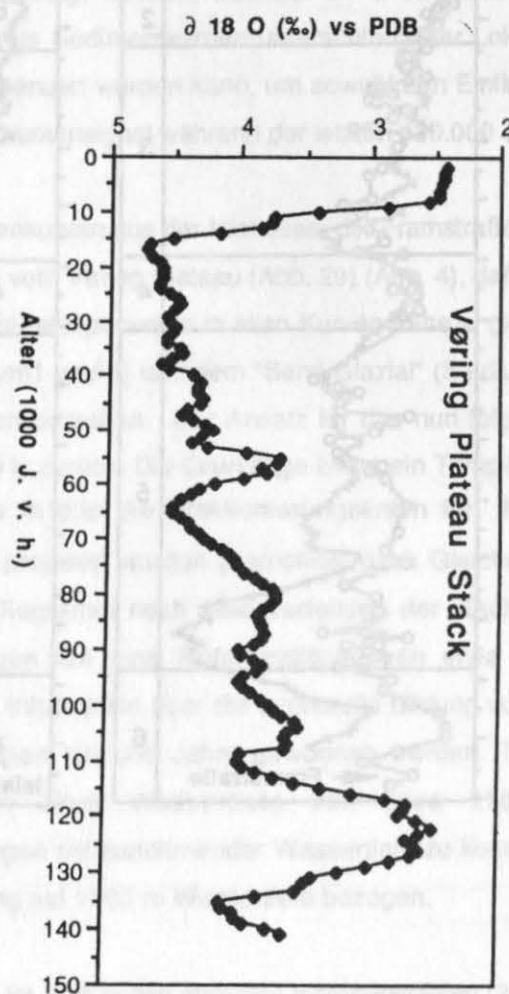
Ansatz für das Modell ist, daß in den glazialen Isotopenstadien (2, 3 und 4) im Europäischen Nordmeer und Nordpolarmeer wahrscheinlich in den "voll"-glazialen Stadien (2 und 4) eine mehr oder weniger geschlossene Meereisdecke vorlag (Kellogg 1975, 1976, 1977; Kellogg et al. 1978; Belanger 1982), auf jeden Fall die Oberflächenwassertemperaturen sehr niedrig waren und deshalb im Untersuchungsgebiet größere regionale Temperaturunterschiede des Oberflächenwasser ausgeschlossen werden können. Für diese Zeiten betrachten wir das gesamte Untersuchungsgebiet

## $\delta^{18}\text{O}$ (‰) vs PDB



**Abb. 29:** Sauerstoffisotopenkurven der Kerne 23247-1, 21535-8 und 21533-3 jeweils im Vergleich mit einem "Stack" von Sauerstoffisotopenkurven vom Vøringplateau (Daten aus Vogelsang 1990), geplottet gegen das Alter.

als isotherm, d. h., Unterschiede in den einzelnen Sauerstoffisotopenkurven können nur durch regionale Salinitätsunterschiede entstanden sein. In den Interglazialen (Stadium 1 und 5) können sowohl Temperatur- als auch Salinitätsunterschiede das globale Sauerstoffisotopensignal überprägt haben. Für diese Stadien werden im Folgenden sowohl regionale Temperatur- als auch Salinitätsunterschiede diskutiert. Die  $\delta^{18}\text{O}$ -Werte einer gemittelten Kurve (Abb. 30) von insgesamt fünf Kernen vom Vøring Plateau (Daten aus Vogelsang 1990) dienen als Referenzwerte, d. h., in den  $\Delta T$ - $\Delta S$  Diagrammen der einzelnen Zeitscheiben werden nur die Abweichungen der Isotopenwerte der Kurven aus der Islandsee, der Framstraße und dem Yermak Plateau relativ zum Vøring Plateau betrachtet und auf regionale Salinitäts- und Temperaturunterschiede hin zu deuten versucht.



**Abb. 30:** "Vøring Plateau Stack", gemittelte  $\delta^{18}\text{O}$ -Kurve von insgesamt fünf Kernen vom Vøring Plateau (Daten aus Vogelsang 1990, Kerne: 23055, 23068, 23071, 23074, 23199).



### 6.5. Die Sauerstoffisotopen-Fraktionierung der planktischen Foraminifere *N. pachyderma* (sin.) im Temperatur-Salzgehalt- und Dichtefeld des Ozeans

Das Sauerstoffisotopenverhältnis des Oberflächenwassers ist nicht einheitlich an die Oberflächensalinität gebunden, d. h., es besteht eine lineare Beziehung zwischen dem  $\delta w$  und der Salinität des Meerwassers, jedoch ist die Steigung dieser Geraden regional unterschiedlich. Deshalb können  $\delta^{18}O$ -Messungen der planktischen Foraminiferengehäuse allein keine eindeutige Rekonstruktion von Temperatur und Salzgehalt der "Paläo-Oberflächenwassermassen" liefern. Die  $\delta^{18}O$ -Gradienten planktischer Foraminiferen können das Feld akzeptabler Lösungen einengen, wenn folgende Annahmen und Grundvoraussetzungen für das Denkmodell erfüllt sind: (1) Die "isotopische" Temperatur der betrachteten Wassermasse kann nicht unterhalb des Gefrierpunktes vom Meerwasser liegen. (2) Für die Berechnung der Fraktionierungslinien werden *in situ* und nicht potentielle Temperaturen verwendet (siehe Zahn & Mix 1991).

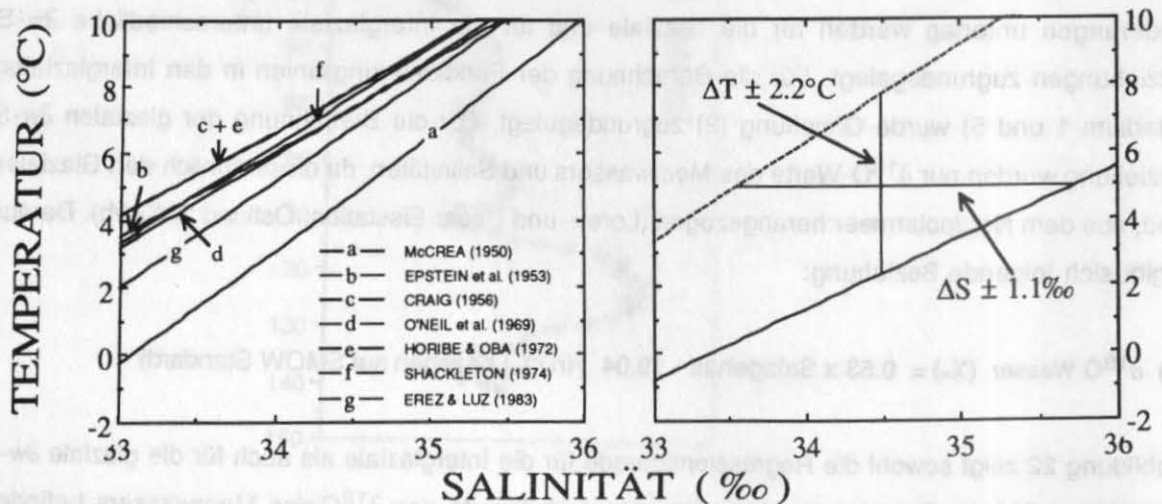
(1) und (2) sind physikalische Gesetzmäßigkeiten. Die Gefrierpunkt-Voraussetzung bezieht sich auf eventuell vorhandene niedrig saline Oberflächenwassermassen (aus Flüssen oder Schmelzwasser) an der Wasseroberfläche. Mit der Zeit gelangen diese niedrig salinen Oberflächenwassermassen in tiefere Wasserschichten, erwärmen sich und können so den Gefrierpunkt überschreiten (Mix & Pisias 1988, vgl. Zahn & Mix 1991).

Aus der horizontalen Verteilung der planktischen  $\delta^{18}O$ -Werte ausgewählter Zeitscheiben der letzten 130.000 Jahre lassen sich regionale Unterschiede der Temperaturen und Salinitäten ableiten. Da sowohl glaziale als auch interglaziale Zeitscheiben betrachtet werden und bekannt ist, daß zwischen diesen Intervallen auch die Sauerstoffisotopen-Zusammensetzung des Meerwassers starken Änderungen unterlag werden für die Glaziale und für die Interglaziale unterschiedliche  $\delta w$ -S Beziehungen zugrundegelegt. Für die Berechnung der Fraktionierungslinien in den Interglazialen (Stadium 1 und 5) wurde Gleichung (2) zugrundegelegt. Für die Berechnung der glazialen  $\delta w$ -S Beziehung wurden nur  $\delta^{18}O$ -Werte des Meerwassers und Salinitäten, da diese ähnlich den Glazialen sind, aus dem Nordpolarmeer herangezogen (Lorex- und Cesar Eisstation, Östlund 1987a/b). Daraus ergibt sich folgende Beziehung:

$$(3) \delta^{18}O \text{ Wasser (‰)} = 0.53 \times \text{Salzgehalt} - 19,04 \quad (\text{in (‰) bezogen auf SMOW Standard})$$

Abbildung 22 zeigt sowohl die Regressionsgerade für die Interglaziale als auch für die glaziale  $\delta w$ -S Beziehung. Die zur Berechnung herangezogenen Meßwerte des  $\delta^{18}O$  des Meerwassers befinden sich in Tabelle A2.2 (Anhang). Der Umrechnungswert von SMOW Standard in PDB Standard beträgt - 0.27‰ (Hut 1987) und wurde bei allen Berechnungen berücksichtigt.

Dargestellt sind in den einzelnen Diagramme  $\Delta T$  und  $\Delta S$ , nicht  $T$  und  $S$ . In Abbildung 31 (Diagramm linke Seite) sind Fraktionierungslinien (für ein  $\Delta\delta_k$  von 2.0‰) nach unterschiedlichen Paläotemperatur-Gleichungen berechnet worden. Für die vorliegende Arbeit wurde die Paläotemperatur-Gleichung von Shackleton (1974) gewählt, weil sie für einen Niedrigtemperaturbereich von  $<16.9^\circ\text{C}$  definiert ist. Nach dieser Gleichung ist in Abbildung 31 (Diagramm rechte Seite) die Fraktionierungslinie für Kalzit im Meerwasser (für ein  $\Delta\delta_k$  von 2.0‰) für die glaziale Situation (untere, durchgezogene Linie) und die rezente Situation (obere, gestrichelte Linie) berechnet worden. Das Feld zwischen diesen beiden Geraden legt das T-/S-Feld für das folgende Modell fest. Daraus folgt, daß die maximalen Unsicherheitsbereiche mit ca. einem  $\Delta T$  von  $\pm 2.2^\circ\text{C}$  und einem  $\Delta S$  von  $\pm 1.1\text{‰}$  angegeben werden können. Deshalb und aufgrund des nicht hinreichend genau bekannten Einflusses des Eisvolumeneffekts sollen absolute T- und S-Angaben vermieden werden. In jedem Diagramm werden  $\Delta T$ ,  $\Delta S$ ,  $\Delta\delta_k$  und  $\Delta\sigma_1$  im Vergleich zu einer Referenzwassermasse dargestellt. Als Referenz dient in diesem Fall der Norwegenstrom (repräsentiert durch  $\delta^{18}\text{O}$ -Werte vom Vøring-Plateau, aus Vogelsang 1990). Es wurde diese Referenzwassermasse gewählt (und nicht etwa nordatlantisches Oberflächenwasser), um mögliche Änderungen im Eiseffekt zwischen unterschiedlichen Tiefseebecken weitestgehend auszuschließen. Positive  $\Delta T$ ,  $\Delta S$ ,  $\Delta\delta_k$  und  $\Delta\sigma_1$  Anomalien stellen positive  $\Delta T$ ,  $\Delta S$ ,  $\Delta\delta_k$  und  $\Delta\sigma_1$  Werte in Bezug auf die Referenzwassermasse dar (vgl. Zahn & Mix 1991). Am Beispiel der rezenten hydrographischen Situation wird das Modell im Folgenden erklärt und dann für ausgewählte Zeitscheiben (Letztes Hochglazial, Stadium 3 und 3.3, Stadium 4 und Stadium 5e) angewandt. Anschließend wird dann versucht, Hinweise auf die Paläohydrographie des Untersuchungsgebietes für die letzten 130.000 Jahre abzuleiten.



**Abb. 31:** Darstellung von berechneten Fraktionierungslinien für Kalzit im Meerwasser ( $\Delta\delta_k = 2.0\text{‰}$ ) nach unterschiedlichen Paläotemperatur-Gleichungen (linkes Diagramm) und Darstellung von Fraktionierungslinien für Kalzit im Meerwasser ( $\Delta\delta_k = 2.0\text{‰}$ ) nach der Paläotemperatur-Gleichungen von Shackleton (1974) für die glaziale Situation (durchgezogene Linie) und die heutige Situation (gestrichelte Linie) im T-S Diagramm.

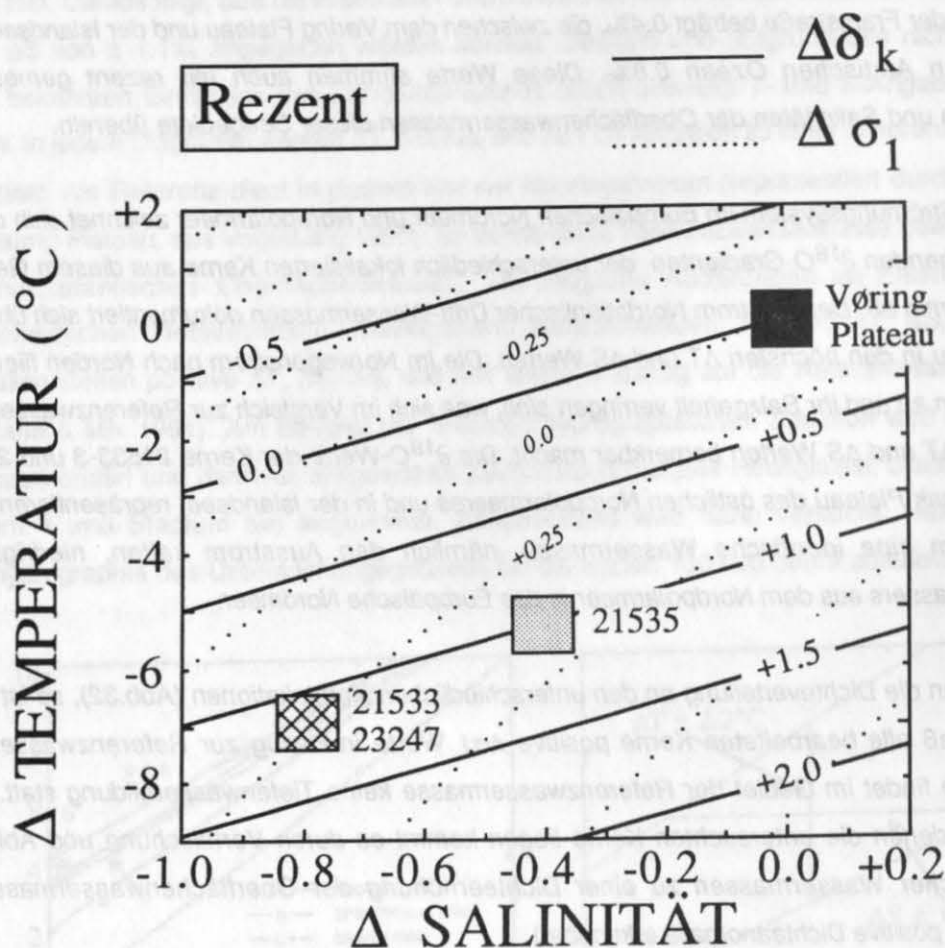


### **Beispiel: Modell Rezente Situation**

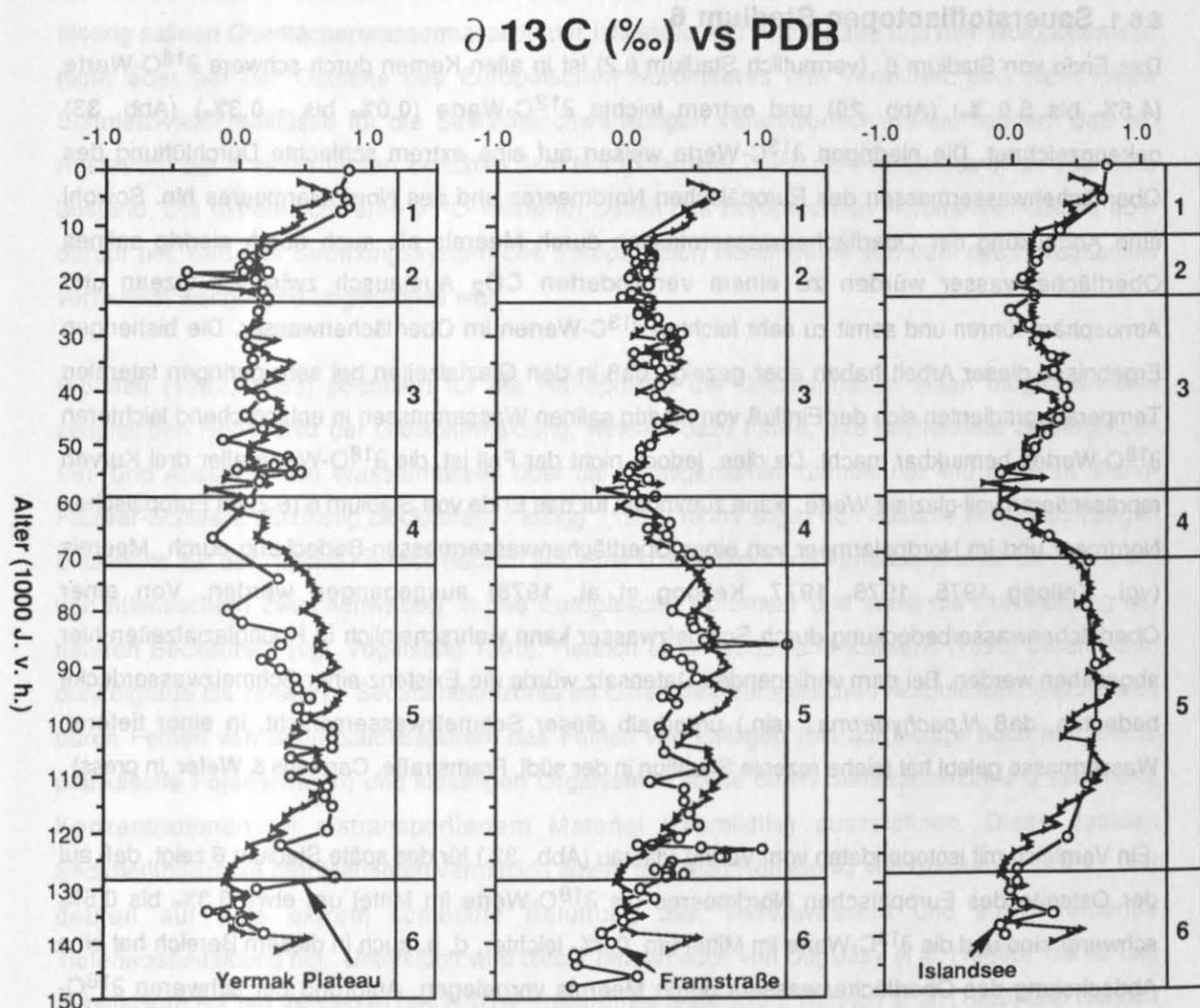
Abb. 32 zeigt die Abweichungen der "rezenten"  $\delta^{18}\text{O}$ -Werte aus der Framstraße, der Islandsee und dem Yermak Plateau sowie des östlichen Nordpolarmeeres im Vergleich zu denen vom Vøring Plateau (Daten aus Vogelsang, 1990). Aufgrund der  $\Delta T$ - und  $\Delta S$ -Verteilung zwischen den bearbeiteten Kernen und dem Referenzkern lassen sich im Europäischen Nordmeer und Nordpolarmeer drei unterschiedliche Wassermassen identifizieren. Die Referenzwassermasse, der Norwegenstrom, ist durch vergleichsweise hohe Temperaturen und Salinitäten ausgezeichnet. Die anderen Teilgebiete zeigen in Bezug auf die Referenzwassermasse durchweg negative  $\Delta T$ - und  $\Delta S$ -Anomalien. Die Salinitätsdifferenz zwischen den Oberflächenwassermassen der Referenzwassermasse des Vøring Plateaus und der Framstraße beträgt 0.4‰, die zwischen dem Vøring Plateau und der Islandsee sowie dem östlichen Arktischen Ozean 0.8‰. Diese Werte stimmen auch mit rezent gemessenen Temperaturen und Salinitäten der Oberflächenwassermassen dieser Seegebiete überein.

Das heutige Strömungssystem im Europäischen Nordmeer und Nordpolarmeer zeichnet sich deutlich in den bestehenden  $\delta^{18}\text{O}$ -Gradienten der unterschiedlich lokalisierten Kerne aus diesem Gebiet im  $\Delta T$ - $\Delta S$  Diagramm ab. Der Einstrom Nordatlantischer Drift-Wassermassen dokumentiert sich über dem Vøring Plateau in den höchsten  $\Delta T$  und  $\Delta S$  Werten. Die im Norwegenstrom nach Norden fließenden Wasser kühlen ab und ihr Salzgehalt verringert sich, was sich im Vergleich zur Referenzwassermasse in negativen  $\Delta T$  und  $\Delta S$  Werten bemerkbar macht. Die  $\delta^{18}\text{O}$ -Werte der Kerne 21533-3 und 23247-1 auf dem Yermak Plateau des östlichen Nordpolarmeeres und in der Islandsee, repräsentieren im  $\Delta T$ - $\Delta S$  Diagramm eine identische Wassermasse, nämlich den Ausstrom kalten, niedrigrsalinen Oberflächenwassers aus dem Nordpolarmeer in das Europäische Nordmeer.

Betrachtet man die Dichteverteilung an den unterschiedlichen Kernlokationen (Abb.32), so ist daraus ersichtlich, daß alle bearbeiteten Kerne positive  $\Delta\sigma_t$  Werte in Bezug zur Referenzwassermasse zeigen. Heute findet im Gebiet der Referenzwassermasse keine Tiefenwasserbildung statt. In den Gebieten, in denen die untersuchten Kerne liegen kommt es durch Vermischung und Abkühlung unterschiedlicher Wassermassen zu einer Dichteerhöhung der Oberflächenwassermassen (im Diagramm als positive Dichteanomalie erkennbar).



**Abb. 32:** Temperatur-Salinitätsdiagramm ( $\Delta T$ - $\Delta S$ ) des Oberflächenwassers für die rezente Situation im Untersuchungsgebiet. In das Diagramm sind die Fraktionierungslinien für Kalzit ( $\delta_k$ ) (Schalenmaterial von *N. pachyderma* (sin.)) projiziert worden (berechnet nach Gleichung (1) und (2)). Darüberhinaus enthält das  $\Delta T$ - $\Delta S$ -Diagramm noch eine Verteilung der Dichtelinien ( $\sigma_1$ ) (UNESCO, 1981) des Meerwassers bezogen auf eine Referenzfläche von etwa 1000 m Wassertiefe. Das Diagramm enthält die Verteilung der rezenten Sauerstoffisotopenwerte an den einzelnen Kernpositionen und eines Referenzkernes.



**Abb. 33:** Kohlenstoffisotopenkurven der Kerne 23247-1, 21535-8 und 21533-3 jeweils im Vergleich mit einem "Stack" von Kohlenstoffisotopenkurven vom Vøring Plateau (Daten aus Vogelsang 1990), geplottet gegen das Alter.

## 6.6. Paläo-Ozeanographie des Nordpolarmeeres und Europäischen Nordmeeres während der letzten 130.000 Jahre

In diesem Kapitel werden zunächst die Sauerstoff- und Kohlenstoffisotopendaten für die einzelnen Isotopenstadien diskutiert und jeweils im Anschluß daran anhand des oben diskutierten Modells, Vorschläge über die Beschaffenheit der Oberflächenwassermassen während einiger ausgewählter Zeitscheiben gegeben.

### 6.6.1. Sauerstoffisotopen-Stadium 6

Das Ende von Stadium 6 (vermutlich Stadium 6.2) ist in allen Kernen durch schwere  $\delta^{18}\text{O}$ -Werte (4.5‰ bis 5.0 ‰) (Abb. 29) und extrem leichte  $\delta^{13}\text{C}$ -Werte (0.0‰ bis - 0.3‰) (Abb. 33) gekennzeichnet. Die niedrigen  $\delta^{13}\text{C}$ -Werte weisen auf eine extrem schlechte Durchlüftung des Oberflächenwassermassen des Europäischen Nordmeeres und des Nordpolarmeeres hin. Sowohl eine Abdeckung der Oberflächenwassermassen durch Meereis als auch durch niedrig salines Oberflächenwasser würden zu einem verminderten  $\text{CO}_2$  Austausch zwischen Ozean und Atmosphäre führen und somit zu sehr leichten  $\delta^{13}\text{C}$ -Werten im Oberflächenwasser. Die bisherigen Ergebnisse dieser Arbeit haben aber gezeigt, daß in den Glazialzeiten bei sehr geringen lateralen Temperaturgradienten sich der Einfluß von niedrig salinen Wassermassen in entsprechend leichteren  $\delta^{18}\text{O}$ -Werten bemerkbar macht. Da dies jedoch nicht der Fall ist, die  $\delta^{18}\text{O}$ -Werte aller drei Kurven repräsentieren voll-glaziale Werte, kann zumindest für das Ende von Stadium 6 (6.2) im Europäischen Nordmeer und im Nordpolarmeer von einer Oberflächenwassermassen-Bedeckung durch Meereis (vgl. Kellogg 1975, 1976, 1977, Kellogg et al. 1978) ausgegangen werden. Von einer Oberflächenwasserbedeckung durch Schmelzwasser kann wahrscheinlich in Hochglazialzeiten hier abgesehen werden. Bei dem vorliegenden Datensatz würde die Existenz einer Schmelzwasserdecke bedeuten, daß *N.pachyderma* (sin.) unterhalb dieser Schmelzwasserschicht, in einer tieferen Wassermasse gelebt hat (siehe rezente Situation in der südl. Framstraße, Carstens & Wefer, in press)

Ein Vergleich mit Isotopendaten vom Vøring Plateau (Abb. 32) für das späte Stadium 6 zeigt, daß auf der Ostseite des Europäischen Nordmeeres die  $\delta^{18}\text{O}$ -Werte im Mittel um etwa 0.3‰ bis 0.5‰ schwerer sind und die  $\delta^{13}\text{C}$ -Werte im Mittel um 0.2‰ leichter, d. h. auch in diesem Bereich hat eine Abdeckung des Oberflächenwassers durch Meereis vorgelegen. Aufgrund der schweren  $\delta^{18}\text{O}$ -Werte scheint auch hier eine niedrig saline Oberflächenwassermasse (Schmelzwasser) unrealistisch. Allerdings muß hier darauf hingewiesen werden, daß im Ostteil des Europäischen Nordmeeres Diamiktite vorkommen (Henrich in prep.), die auf eine sehr starke und rasche Zufuhr von glaziomarinen Sedimenten hinweisen, was bedeuten könnte, daß *N.pachyderma* (sin.) in tieferen Wassermassen gelebt hat und in ihren Isotopensignalen keinen Hinweis auf ein Schmelzwassersignal enthält. Wodurch können dann aber die Unterschiede in der Amplitude der Isotopensignale in diesem Zeitabschnitt erklärt werden?

Unter der Annahme relativ einheitlicher Oberflächenwassertemperaturen, können nur Salinitätsunterschiede der Oberflächenwassermassen im späten Stadium 6 die vorhandenen Differenzen innerhalb der Sauerstoffisotopenkurven zwischen dem Ostbecken des Europäischen Nordmeeres und der Islandsee, der Framstraße und dem östlichen Arktischen Ozean erklären. Danach war das Oberflächenwasser in der Islandsee, der Framstraße und dem östlichen Arktischen Ozean im späten Stadium 6 etwa 0.8‰ bis maximal 1‰ niedriger salin als die Oberflächenwassermasse auf der Ostseite des Europäischen Nordmeeres. Das Vorhandensein einer niedrig salinen Oberflächenwassermasse in der Islandsee, der Framstraße und dem Nordpolarmeer, nicht aber auf der Ostseite des Europäischen Nordmeeres läßt vermuten, daß nicht lokale Schmelzwassereinflüsse für die Salinitätsschwankungen verantwortlich waren, sondern daß ein Austausch der Wassermassen zwischen dem Nordpolarmeer durch die Framstraße in die Islandsee bestand. Die extrem schweren  $\delta^{18}\text{O}$ -Werte im Ostteil des Europäischen Nordmeeres deuten aber darauf hin, daß das Strömungssystem des Europäischen Nordmeeres von dem des Nordatlantiks vermutlich weitgehend abgekoppelt war.

Wohlfel (1982, 1983) postuliert für die Höhepunkte der Glazialphasen einen möglicherweise zeitgleichen Höhepunkt der Gletscherkalbung, welcher dazu führte, daß gestrandete Eisberge den Ein- und Ausstrom von Wassermassen über die im allgemeinen damals nur 400 m tiefen Island-Færøer-Schwelle kurzfristig blockierten. Kellogg (1980) räumt sogar den Bestand eines kurzfristigen Eisschelfs auf dem Island-Færøer-Rücken ein. Eine solche Blockade verhinderte auch den Einstrom von atlantischem Zwischenwasser in das Europäische Nordmeer und somit die Durchlüftung der tieferen Beckenteile (vgl. Vogelsang 1990). Henrich et al. (1989) und Kassens (1990) beschreiben dunkelgraue bis schwarze Sedimenthorizonte im Osten des Europäischen Nordmeeres, welche sich durch Fehlen von Bioturbationsspuren, das Fehlen von kalkigen (bis auf wenige hoch korrodierte planktische Foraminiferen) und kieseligen Organismen sowie durch Sulfatreduktion und sehr hohe Konzentrationen an eistransportiertem Material (Diamiktite) auszeichnen. Diese dunklen Sedimenthorizonte repräsentieren vermutlich einen glazialen Höhepunkt von Stadium 6 (6.2 ?) und deuten auf eine extrem schlechte Belüftung des Tiefenwassers und somit fehlende Tiefenwasserbildung hin. Unterstützt wird dieser Befund auch von Duplessy et al. (1988b), die für das Substadium 6.2 ein Versiegen des NADW-Ausstromes feststellten. Henrich et al. (1989) und Henrich (1990) deuten die Diamiktite als Ablagerungen von "tide water ice margins" mit lokalen Eisausstromzentren.

Vogelsang (1990) vermutet für Stadium 6.2, wenn überhaupt, dann nur einen sehr geringen Einfluß des Norwegenstromes. Sie vermutet zumindest für die Winter eine geschlossene Eisdecke mit einer stabilen Schichtung der Wassermassen (vgl. Ramm 1989). Ein eventuelles Aufbrechen des Eises im Frühjahr und Sommer könnte nach Vogelsang (1990) zu einer örtlichen Schmelzwasserschicht

geführt haben. Als Folge der winterlichen Eisbedeckung und der fraglichen sommerlichen Schmelzwasserschicht sei die Bildung von Tiefenwasser vermutlich abgeblockt gewesen. Daraus folgt sie eine Umkehr des Strömungssystems im Europäischen Nordmeer von einer anti-ästuarinen zu einer ästuarinen Zirkulation in Substadium 6.2. Ferner schließt sie auf einen verstärkten Ausstrom von Oberflächenwassermassen aus dem Europäischen Nordmeer, der vermutlich durch einen Einstrom von nordatlantischen intermediären Wassermassen kompensiert wurde.

Bischof et al. (1989) fanden in Kernen auf der Ostseite der Framstraße direkt vor und nach Substadium 6.2 Kohlehorizonte in den Sedimentkernen. Sie gehen davon aus, daß diese Kohle aus dem sibirischen Raum stammt und durch Eisbergtransport von Norden in der Framstraße abgelagert wurde, also eine Nord-Süd-gerichtete Strömung auf der Ostseite der Framstraße kurz vor und kurz nach Substadium 6.2 bestanden hat. In Substadium 6.2 fehlen diese Kohlehorizonte, daraus schließen Bischof et al. (1989) auf eine eventuell während des Hochglazial bestehenden Süd-Nord gerichteten Strömung. Andererseits muß berücksichtigt werden, daß aufgrund der Kohleuntersuchungen zwar Sibirien als Liefergebiet wahrscheinlich ist, jedoch auch als weiteres Liefergebiet der Barentsschelf oder der norwegische Schelf in Frage kämen. Für einen Transport von Oberflächenwassermassen von Süd nach Nord auf der Ostseite des Europäischen Nordmeeres (und einem Oberflächenwassermassen-Austausch zwischen Nordatlantik und Europäischem Nordmeer) während Substadium 6.2 spricht ein Schreibkreidefund in Kern 21535-8 (Spielhagen 1990) in der Framstraße sowie die große Häufigkeit von Schreibkreide entlang des Ostrandbeckens im Europäischen Nordmeer (Henrich 1990) in diesem Stadium, dessen Herkunftsgebiet wahrscheinlich im Nord-/Oseeraum anzusiedeln ist.

## **6.6.2. Sauerstoffisotopen-Stadium 5**

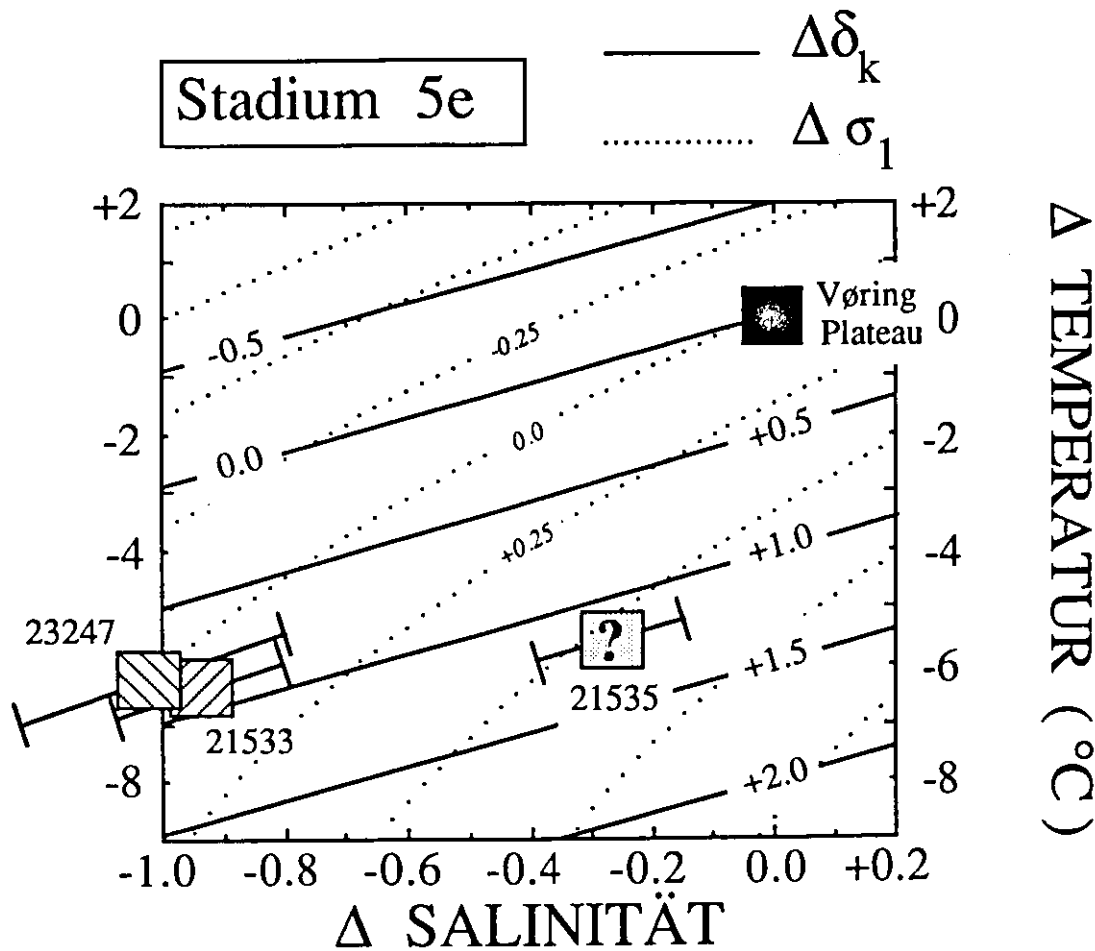
### **Modell : Substadium 5e**

*Für Stadium 5e (Abb. 34) geht der Denkansatz des Modells davon aus, daß sowohl Temperatur als auch Salinitätsschwankungen zu unterschiedlichen Sauerstoffisotopensignalen an den unterschiedlichen Kernpositionen geführt haben könnten. Da wir keinen Anhaltspunkt über die tatsächlichen Oberflächenwassertemperaturen in Substadium 5e im Europäischen Nordmeer und Nordpolarmeer haben, wurden die heutigen Temperaturgradienten zugrundegelegt. Danach zeigt die Verteilung der  $\delta^{18}\text{O}$ -Werte entlang der Fraktionierungslinien, daß in Substadium 5e im Europäischen Nordmeer und im Nordpolarmeer zumindest drei Felder unterschiedlicher Salinität und Temperatur vorgeherrscht haben sollten (Abb. 34). In der Framstraße sollte eine Salinitätsanomalie von etwa -0.2‰ bis -0.4‰ und im Bereich des Yermak Plateaus und der Islandsee eine Salinitätsanomalie von -0.8‰ bis -1.2‰ vorgelegen haben. Die Framstraße und Teile des Nordpolarmeeres könnten von einem Ausläufer des Norwegenstromes beeinflußt worden sein, was einen Anstieg der Oberflächenwassertemperaturen erklären würde. Die Umgebung von Kern 21535-*



8 wäre von diesem Ausläufer aber nicht mehr erfaßt worden, was sich aus schweren  $\delta^{18}\text{O}$ -Werten in Substadium 5e in diesem Kern ableiten läßt. Es wäre denkbar, daß das Yermak Plateau von dem Einstrom nordatlantischen Oberflächenwasser erfaßt wurde. In diesem Fall würde sich im  $\Delta T/\Delta S$ -Diagramm die Position von Kern 21533-3 verändern (Abb. 34). Die neue Position läge dann am äußersten Ende des "Fehlerbalkens", in einem höheren Temperaturfeld.

Die Dichteverteilung zwischen den unterschiedlichen Kernlokationen im Untersuchungsgebiet gibt einen Hinweis auf eine eventuelle Tiefenwasserbildung im Bereich der Framstraße; hier besteht eine positive Dichteanomalie in Bezug auf den Referenzkern.



**Abb. 34:** Temperatur-Salinitätsdiagramm ( $\Delta T$ - $\Delta S$ ) des Oberflächenwassers für das Stadium 5e im Untersuchungsgebiet. In das Diagramm sind die Fraktionierungslinien für Kalzit ( $\delta_k$ ) (Schalenmaterial von *N. pachyderma* (sin.) projiziert worden (berechnet nach Gleichung (1) und (2)). Darüberhinaus enthält das  $\Delta T$ - $\Delta S$ -Diagramm noch eine Verteilung der Dichtelinien ( $\sigma_1$ ) (UNESCO, 1981) des Meerwassers bezogen auf eine Referenzfläche von etwa 1000 m Wassertiefe. Das Diagramm enthält die Verteilung der Sauerstoffisotopenwerte aus Stadium 5e an den einzelnen Kernpositionen und eines Referenzkernes.



In allen bearbeiteten Sauerstoffisotopenprofilen (23247-1, 21535-8, 21533-3) zeichnet sich das Substadium 5e durch leichte  $\delta^{18}\text{O}$ -Werte (3.3‰ bis 3.6‰) aus, die in etwa den Werten des Holozäns dieser Kurven entsprechen. Im Vergleich mit Kernen vom Vøring Plateau (Daten aus Vogelsang 1990) (Abb. 32) sind die  $\delta^{18}\text{O}$ -Werte der bearbeiteten Kerne im Substadium 5e jedoch um 1.0‰ bis 1.5‰ schwerer. Dies spricht für einen deutlichen Temperaturunterschied, nämlich höheren Temperaturen im Osten, zwischen den Oberflächenwassermassen auf der Westseite des Europäischen Nordmeeres und im Nordpolarmeer und der Ostseite des Europäischen Nordmeeres. Die  $\delta^{13}\text{C}$ -Werte (Abb. 33) liegen in allen bearbeiteten Kernen zwischen 0.5‰ und 1.0‰, deuten also auf sehr gut durchlüftetes und mit Werten von örtlich 0.8‰ bis 1.0‰ (Framstraße, Yermak Plateau) auf juvenile Wassermassen hin (vgl. Kroopnick 1980). Die  $\delta^{13}\text{C}$ -Werte auf dem Vøringplateau (Daten aus Vogelsang 1990) liegen in Substadium 5e zwischen -0.1‰ bis 0.3‰. Vogelsang (1990) deutet diese niedrigen  $\delta^{13}\text{C}$ -Werte als Anzeiger extrem schlecht belüfteter Oberflächenwassermassen und folgert daraus einen stabileren Schichtung des Norwegenstroms in Substadium 5e verglichen mit der heutigen Situation. Eine Kartierung der  $\delta^{13}\text{C}$ -Werte aus rezenten Sedimenten des Europäischen Nordmeeres (Abb. 8) konnte jedoch zeigen, daß die rezenten  $\delta^{13}\text{C}$ -Werte von *N. pachyderma* (sin.) auch heute aus der Ostseite des Europäischen Nordmeeres zwischen 0.0‰ und 0.4‰ liegen. Aus diesen Ergebnissen sowie den Resultaten dieser Arbeit wird deshalb für das Substadium 5e auf eine Oberflächenhydrographie für das Europäische Nordmeer und das Nordpolarmeer geschlossen, die der heutigen sehr ähnlich war. Der Einstrom Nordatlantischen Oberflächenwassers in das Europäische Nordmeer dokumentiert sich auf der Ostseite des Europäischen Nordmeeres in den leichten  $\delta^{18}\text{O}$ -Werten, die sehr wahrscheinlich nicht durch eine Schmelzwasser-Überdeckung hervorgerufen wurden, sondern eine Temperaturerhöhung des Oberflächenwassers repräsentieren. Die niedrigen  $\delta^{13}\text{C}$ -Werte spiegeln genau wie heute den Zustrom "älteren" nordatlantischen Oberflächenwassers wieder, welches reichlich  $\text{CO}_2$  aus isotopisch leichterer Substanz (-21‰  $\delta^{13}\text{C}$ ) enthält, die in der  $\text{O}_2$ -Minimum-Lage remineralisiert wurde (vgl. Horwege 1987).

Ein Vergleich von Kern 21535-8 (Framstraße) mit einem Stack von Kernen aus der Norwegensee (Daten aus Vogelsang 1990) (Abb. 29) zeigt, daß die  $\delta^{18}\text{O}$ -Kurven beider Kerne in Stadium 5 einen sehr unterschiedlichen Verlauf zeigen. Der Wechsel von sehr schweren  $\delta^{18}\text{O}$ -Werten zu sehr leichten Werten am Übergang zwischen Stadium 6 und Substadium 5e ist noch in beiden Kurven identisch, jedoch sind die  $\delta^{18}\text{O}$ -Werte in Kern 21535-8 etwa 0.3‰ schwerer als die holozänen Werte und etwa 1.2‰ schwerer als in der Norwegensee. Charakteristisch für Stadium 5 sind sehr leichte Werte in Substadium 5e (vergleichbar mit Werten aus Stadium 1), gefolgt von sehr viel schwereren Werten in den Substadien 5d bis 5a. In Kern 21535-8 dagegen treten in Substadium 5a sehr leichte (3.4‰)  $\delta^{18}\text{O}$ -Werte auf, die etwa 0.4‰ leichter sind als das Substadium 5e in diesem Kern und den Werten des Holozäns entsprechen und beispielsweise in anderen Kernen aus der Norwegisch-Grönländischen See nicht nachweisbar sind. Die Substadien 5b-d werden in Kern 21535-8 und in

vergleichbaren Kernen aus der Norwegisch-Grönländischen See durch ähnliche  $\delta^{18}\text{O}$ -Werte repräsentiert (um 4.0%).

Ein Vergleich von Kern 21535-8 und dem weiter nördlich gelegenen Kern auf dem Yermak Plateau 21533-3 für das Stadium 5 zeigt, das auf dem Yermak Plateau der Verlauf der  $\delta^{18}\text{O}$ -Kurve wieder so ist, wie er auch aus anderen Isotopenaufzeichnungen aus dem Europäischen Nordmeer bekannt ist. In Kern 21533-3 werden in Substadium 5e nämlich wieder die leichtesten  $\delta^{18}\text{O}$ -Werte erreicht, welche auch mit den holozänen  $\delta^{18}\text{O}$ -Werten dieser Kurve übereinstimmen (Abb. 29), während die Substadien 5b-d durch relativ schwere (um 4.0%) Werte repräsentiert werden und Substadium 5a wieder durch einen leichten Wert von 3.5% gekennzeichnet ist.

Die beobachteten Unterschiede in der Sauerstoffisotopenzusammensetzung von *N. pachyderma* (sin.) in Kern 21535-8 können durch drei unterschiedliche Faktoren erklärt werden: Eine Zunahme des Eiseffekts führt zu einer Erhöhung des  $\delta^{18}\text{O}$ -Signals; ein Anstieg der Temperatur und eine Abnahme der Salinität der Oberflächenwassermassen führen zu "leichteren"  $\delta^{18}\text{O}$ -Werten. Während des Isotopenstadiums 5 werden alle drei Faktoren einen starken Einfluß auf die  $\delta^{18}\text{O}$ -Zusammensetzung von *N. pachyderma* (sin.) gehabt haben. In Substadium 5e, welches generell im Europäischen Nordmeer als wärmste Zeitperiode der letzten 150.000 Jahre angesehen wird (Kellogg 1980, Henrich 1990, Baumann 1990), sind die  $\delta^{18}\text{O}$ -Werte in der Framstraße deutlich schwerer als im Holozän und deutlich schwerer als im Europäischen Nordmeer. Man könnte annehmen, daß der Unterschied in den Isotopenwerten durch Temperaturunterschiede im Oberflächenwasser verursacht wird, da der Norwegen-West-Spitzbergenstrom auf seinem Weg nach Norden einer Abkühlung unterliegt, welche sich entsprechend in schwereren  $\delta^{18}\text{O}$ -Werten in der Framstraße in Stadium 5e bemerkbar machen würde. Gleichzeitig müßte die Oberflächenwassertemperatur in der Framstraße niedriger als heute gewesen sein, da die  $\delta^{18}\text{O}$ -Werte in 5e in der Framstraße schwerer sind als die rezenten Werte. Auch Gard (1988b) folgert kältere Oberflächenwassertemperaturen in der Framstraße in Substadium 5e im Gegensatz zu heute. Ein Einfluß auf das Sauerstoffisotopensignal durch die Zufuhr isotopisch leichten Schmelzwasser scheint in Substadium 5e für die Framstraße unwahrscheinlich, da die  $\delta^{18}\text{O}$ -Werte relativ schwer sind und die hohen  $\delta^{13}\text{C}$ -Werte (0.8% bis 1.0%) nicht auf einen reduzierten Gasaustausch zwischen Ozean und Atmosphäre hindeuten.

Im östlichen Teil des Nordpolarmeeres (21533-3) ist Substadium 5e wieder durch die leichtesten  $\delta^{18}\text{O}$ -Werte der letzten 130.000 Jahre gekennzeichnet. Erstens könnte in Stadium 5e der Norwegen-W-Spitzbergenstrom nur als schmaler Strom bestanden haben, der nur östlich von 3°E durch die Framstraße zog, also in dem untersuchten Framstraßenkern 21535-8 in Stadium 5e kein Temperatursignal in der Sauerstoffisotopenkurve hinterließ. Der Norwegen-West-Spitzbergenstrom müßte dann aber im östlichen Teil des Nordpolarmeeres bis 82°N und 15°E vorgedrungen sein und

hier ein deutliches Temperatursignal hinterlassen haben. Heute läßt sich der Einstrom von nordatlantischem Oberflächenwasser in den Nordpolarmeer bis ca. 84°N nachweisen. Die hohen  $\delta^{13}\text{C}$ -Werte in Substadium 5e in Kern 21533-3 deuten auch auf dem Yermak Plateau nicht auf eine niedrig saline Oberflächenwassermasse hin, welche den Gasaustausch zwischen Ozean und Atmosphäre behindert hätte und zusätzlich zu einem leichten  $\delta^{18}\text{O}$ -Signal in Substadium 5e hätte führen können. Bei dem Vergleich der Sauerstoffisotopenkurven für das gesamte Stadium 5 der Kerne 21533-3 und 21535-8 fällt auf, das die  $\delta^{18}\text{O}$ -Werte im Nordpolarmeer generell ca. 0.3‰ leichter sind als in der Framstraße. Dies mag das Resultat einer regional unterschiedlichen Oberflächenwassersalinität sein, wie sie auch heute (Abb. 3) besteht, oder auf einen unterschiedlichen Lebensraum von *N. pachyderma* (sin.) in Stadium 5 in der Framstraße und dem östlichen Arktischen Ozean hinweisen.

#### **Substadien 5b-d**

In den Substadien 5b-d zeigt sowohl die Sauerstoffisotopenkurve von Kern 21535-8 als auch die Kurve von Kern 21533-3 einen sehr unruhigen Verlauf mit  $\delta^{18}\text{O}$ -Werten die um 4‰ schwanken. Niedrige (0.2‰)  $\delta^{13}\text{C}$ -Werte in der Framstraße deuten auf einen verminderten Gasaustausch zwischen Oberflächenwassermassen und Atmosphäre hin. Ein Vergleich der Sauerstoffisotopenkurven vom Yermak Plateau und der Framstraße mit Kurven vom Vøring Plateau zeigt, daß die  $\delta^{18}\text{O}$ -Werte auf dem Yermak Plateau während der Substadien 5b-d im Mittel um etwa 0.5‰ leichter waren und deshalb wahrscheinlich auf höhere Oberflächenwassertemperaturen während dieser Zeit im südöstlichen Europäischen Nordmeer hinweisen. Die starken Fluktuationen in den Sauerstoffisotopenkurven können durch ständig schwankende Zufuhr von isotopisch leichteren Schmelzwässern verursacht worden sein. Drastische Temperaturunterschiede im Oberflächenwasser in der Framstraße werden kaum zu den beschriebenen Fluktuationen geführt haben, da diese höchstens durch den Einstrom wärmeren Nordatlantikwassers in die Framstraße zu erwarten gewesen wären. Bisherige Arbeiten aus der Framstraße (Gard 1988b, Gard & Backmann 1990, Nowaczyk & Baumann, in press) postulieren jedoch für diesen Zeitraum keinen Einfluß von Nordatlantikwasser in der Framstraße.

#### **Substadium 5a**

Substadium 5a ist in Kern 21533-3 und 21535-8 als deutlich leichtes  $\delta^{18}\text{O}$ -Signal (3.5‰) identifizierbar und stimmt von der Amplitude mit Kurven aus dem Europäischen Nordmeer überein (siehe Vogelsang 1990). In der Framstraße deuten die  $\delta^{13}\text{C}$ -Werte von 0.5‰ bis 1.0‰ sehr gut durchlüftete Oberflächenwassermassen an, während die  $\delta^{13}\text{C}$ -Werte vom Yermak Plateau in Substadium 5a mit -0.1‰ bis 0.3‰ auf eine eher schlecht durchlüftete Wassermasse im östlichen

Arktischen Ozean hindeuten. In Substadium 5a sind in Kern 21535-8 die leichtesten  $\delta^{18}\text{O}$ -Werte für das gesamte Stadium 5 aufgezeichnet. Mehrere Möglichkeiten der Interpretation bieten sich hier an: Höhere Oberflächenwassertemperaturen in Stadium 5a als 5e könnten zu einem leichteren  $\delta^{18}\text{O}$ -Signal in der Framstraße geführt haben. Da aber die  $\delta^{18}\text{O}$ -Werte aus der Framstraße und dem Nordpolarmeer noch leichter sind als  $\delta^{18}\text{O}$ -Werte in Substadium 5a in der Norwegensee, scheint dies sehr unwahrscheinlich. Darüberhinaus würde das bedeuten, daß in Stadium 5a die Oberflächenwassertemperaturen im Norden höher gewesen sein müßten als im Süden. Unter der Annahme eines vergleichbaren Strömungssystems in 5a zu heute, ist auch dieses Argument kaum haltbar. Deshalb wird vermutet, daß sowohl die  $\delta^{18}\text{O}$ -Werte in 5a aus der Framstraße als auch auf dem Yermak Plateau durch niedrig salines Oberflächenwasser (Schmelzwasser oder Flußzufuhr), z. B. durch lokales Abschmelzen der lokalen Eisschilde beeinflußt worden sind. Einen ähnlich langfristigen Einfluß einer niedrig salinen Oberflächenwassermasse beschreibt Gard (1988b) aus der Framstraße.

Aus dem hier vorliegenden Datensatz entwickelt sich folgendes paläo-ozeanographische Modell für das Europäische Nordmeer und das Nordpolarmeer für Stadium 5:

Die diskutierten Sauerstoff- und Kohlenstoffisotopendaten und das  $\Delta T/\Delta S$ -Diagramm legen die Vermutung nahe, daß in Stadium 5e die Framstraße und Teile des Nordpolarmeeres von einem Ausläufer des Norwegenstromes erfaßt wurden und hier zu einem Anstieg der Oberflächenwassertemperaturen geführt haben, die Umgebung von Kern 21535-8 wurde von diesem Ausläufer aber nicht unbedingt mehr erfaßt, was sich in relativ schweren  $\delta^{18}\text{O}$ -Werten in Substadium 5e in diesem Kern niederschlägt. Es wäre denkbar, daß das Yermak Plateau von dem Einstrom nordatlantischen Oberflächenwasser erfaßt wurde. Eventuell lag Kern 21533-3 auch in der Nähe des Eisrandes welches zusätzlich zum Temperatureffekt auch noch einen Salinitätseffekt auf das Sauerstoffisotopensignal von Kern 21533-3 in Stadium 5e gehabt haben könnte. In der Umgebung von Kern 21535-8 kann für Substadium 5e kein Schmelzwassersignal festgestellt werden, d. h. wenn Meereis in diesem Zeitraum geschmolzen ist, dann muß es weiter nördlicher im Nordpolarmeer oder weiter westlicher vor der Grönländischen Küste stattgefunden haben. Es ist fraglich, ob sogar die Oberflächenwassermassen des Yermak Plateaus in Substadium 5e eisfrei waren, die relativ schweren  $\delta^{13}\text{C}$ -Werte in Kern 21533-3 in 5e sprechen eher dafür, während die hohen Sedimentationsraten auf dem Yermak Plateau (Nowaczyk & Baumann, in press) in Stadium 5 darauf hinweisen, daß in etwa hier der Eisrand gelegen haben könnte und durch ein Abschmelzereignis große Mengen eistransportierten Materials abgelagert wurden. Die Sedimente von Kern 21533-3 weisen zwar in Stadium 5 (siehe Anhang A1) vereinzelt sandige Lagen mit einzelnen Dropstones auf, diese sind aber hauptsächlich auf die Grenze zwischen Stadium 6 und 5 beschränkt.

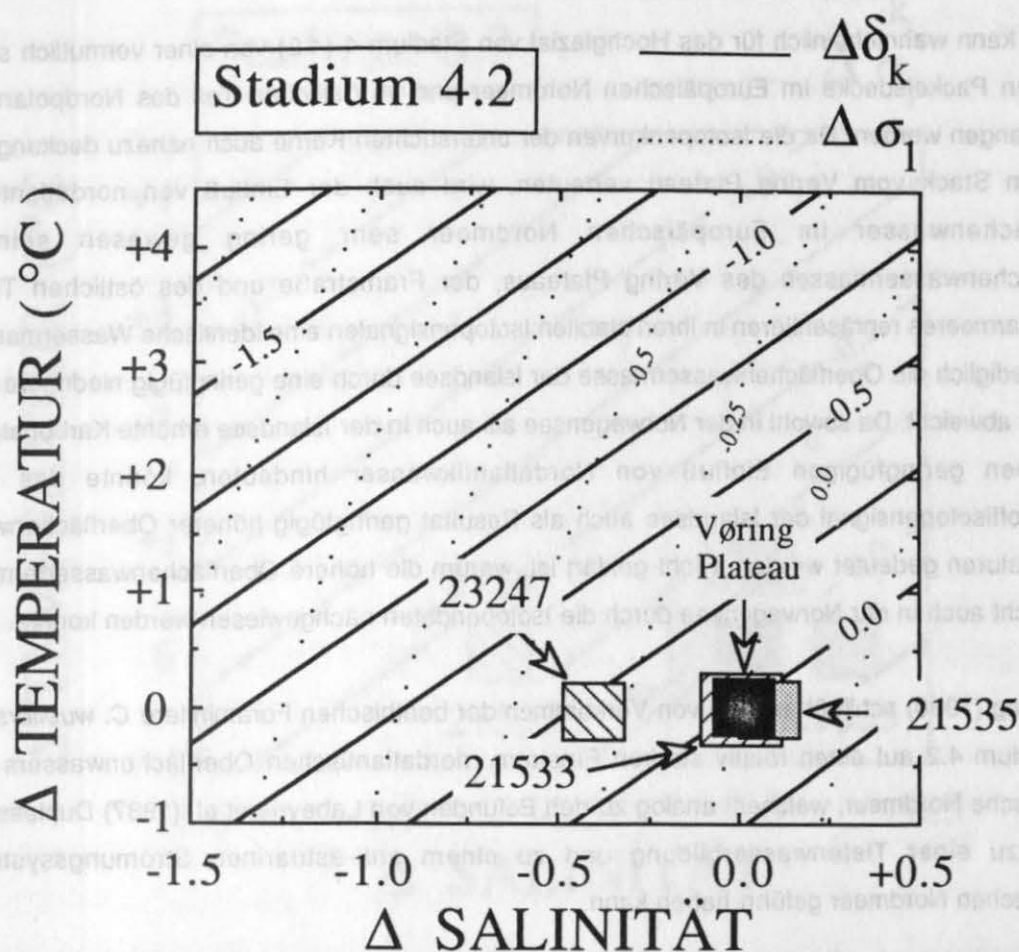
Schmelzen von Meereis und die Mischung von polaren und atlantischen Wassermassen könnte auch wesentlich weiter nördlich stattgefunden haben, so daß sowohl das Yermak Plateau als auch die östlichen Teile der Framstraße relativ "warme" und "höher saline" Oberflächenwassermassen in Stadium 5e hatten. Die nahezu identische Verteilung der  $\delta^{18}\text{O}$ -Werte von Kern 23247-1 und 21533-3 im  $\Delta T/\Delta S$ -Diagramm weist darauf hin, daß zwischen beiden Kernpositionen ein Austausch der Oberflächenwassermassen bestand, nämlich der Ausstrom polarer Wassermassen aus dem Nordpolarmeer in das Europäische Nordmeer.

Während der Substadien 5b-d erreichte der Norwegen-West-Spitzbergenstrom wahrscheinlich nicht mehr die zum größten Teil eisbedeckte zentrale Framstraße. Der unruhige Verlauf der Isotopenkurven in diesem Intervall weist darauf hin, daß grundsätzlich eine Meereisbedeckung der Oberflächenwassermassen im Untersuchungsgebiet nicht vorgeherrscht haben muß. Höhere Oberflächenwassertemperaturen im Sommer könnten beispielsweise zum teilweisen Schmelzen von Eisbergen und so zu einer kurzfristigen Erniedrigung der Salinität der Oberflächenwassermassen geführt haben (vgl. Köhler & Spielhagen 1990). Zusätzlich könnte auch niedrig salines Oberflächenwasser durch das Abschmelzen von Gletschern an Land entstanden sein. Während des Substadiums 5a erreichte der Norwegen-West-Spitzbergenstrom erneut die zentrale Framstraße und erfaßte wahrscheinlich auch noch das Yermak Plateau im östlichen Teil des Nordpolarmeeres. Seine Oberflächenwassertemperaturen waren aber wahrscheinlich niedriger als in Stadium 5e und heute. Immerhin müssen sie warm genug gewesen sein um zu einem Abschmelzen von Meereis sowohl in der zentralen Framstraße als auch auf dem Yermak Plateau führen zu können. Hohe Coccolithenvorkommen (Gard 1988a/b, Baumann 1990), der Einfluß von niedrig salinem Oberflächenwasser auf das Sauerstoffisotopensignal und ein verminderter Einstrom von atlantischem Oberflächenwasser lassen in der Framstraße und im Nordpolarmeer auf ein teilweise eisbedecktes und stark saisonal geprägtes Meeresoberflächengebiet in Substadium 5a schließen.

#### **6.6.3. Sauerstoffisotopen-Stadium 4**

##### **Modell : Isotopenstadium 4.2**

*In Stadium 4.2 (Abb. 35) besteht lediglich in der Islandsee eine negative Salinitätsanomalie von -0.4‰. Die Oberflächenwassermassen der Framstraße und des östlichen Teil des Nordpolarmeeres entsprechen in ihren Salinitätswerten denen der Referenzwassermasse. Das heißt, im gesamten Untersuchungsgebiet sollte eine nahezu einheitliche Wassermasse vorgelegen haben. Die Dichteverteilung zwischen den unterschiedlichen Kernlokationen im Untersuchungsgebiet gibt keinen Hinweis auf regional bevorzugte Lokationen von Tiefenwasserbildung. Die Verteilung der  $\delta^{18}\text{O}$ -Werte legt die Vermutung nahe, daß zwischen dem Nordatlantik und dem Europäischen Nordmeer kein signifikanter Austausch der Oberflächenwassermassen bestanden hat.*



**Abb. 35:** Temperatur-Salinitätsdiagramm ( $\Delta T$ - $\Delta S$ ) des Oberflächenwassers für das Stadium 4.2 im Untersuchungsgebiet. In das Diagramm sind die Fraktionierungslinien für Kalzit ( $\delta_k$ ) (Schalenmaterial von *N. pachyderma* (sin.) projiziert worden (berechnet nach Gleichung (1) und (3)). Darüberhinaus enthält das  $\Delta T$ - $\Delta S$ -Diagramm noch eine Verteilung der Dichtelinien ( $\sigma_1$ ) (UNESCO, 1981) des Meerwassers bezogen auf eine Referenzfläche von etwa 1000 m Wassertiefe. Das Diagramm enthält die Verteilung der Sauerstoffisotopenwerte aus Stadium 4.2 an den einzelnen Kernpositionen und eines Referenzkernes.

Die Sauerstoff- und Kohlenstoffisotopenkurven im ganzen Untersuchungsgebiet zeigen einen nahezu einheitlichen Verlauf mit sehr schweren "glazialen"  $\delta^{18}\text{O}$ -Werten (4.5‰) (Abb. 29) und sehr leichten (0.0‰ bis 0.2‰)  $\delta^{13}\text{C}$ -Werten (Abb. 33) für den Höhepunkt dieses Glazials (4.2), welche auf eine extrem schlechte Durchlüftung der Oberflächenwassermassen hinweisen. Entgegen dieser Befunde spricht eine generell sehr gute Karbonaterhaltung (Henrich 1989) der Foraminiferen im Sediment eher für einen Tiefenwasseraustausch, der vermutlich durch relativ gut belüftete Oberflächenwassermassen induziert worden sein könnte (vgl. Jansen & Veum, 1990). Da die  $\delta^{18}\text{O}$ -Kurven in Stadium 4.2 mit Ausnahme etwas leichterer  $\delta^{18}\text{O}$ -Werte (4.2‰) in der Islandsee keine Anzeichen für eine Beeinflussung des Isotopensignals durch eventuelle Schmelzwasserzufuhr



zeigen, kann wahrscheinlich für das Hochglazial von Stadium 4 (4.2) von einer vermutlich saisonal variablen Packeisdecke im Europäischen Nordmeer und im östlichen Teil des Nordpolarmeeres ausgegangen werden. Da die Isotopenkurven der untersuchten Kerne auch nahezu deckungsgleich mit dem Stack vom Vøring Plateau verlaufen, wird auch der Einfluß von nordatlantischem Oberflächenwasser im Europäischen Nordmeer sehr gering gewesen sein. Die Oberflächenwassermassen des Vøring Plateaus, der Framstraße und des östlichen Teil des Nordpolarmeeres repräsentieren in ihren stabilen Isotopensignalen eine identische Wassermasse von denen lediglich die Oberflächenwassermasse der Islandsee durch eine geringfügig niedrigere (0.5%) Salinität abweicht. Da sowohl in der Norwegensee als auch in der Islandsee erhöhte Karbonatgehalte auf einen geringfügigen Einfluß von Nordatlantikwasser hindeuten, könnte das leichte Sauerstoffisotopensignal der Islandsee auch als Resultat geringfügig höherer Oberflächenwassertemperaturen gedeutet werden. Nicht geklärt ist, warum die höhere Oberflächenwassertemperatur dann nicht auch in der Norwegensee durch die Isotopendaten nachgewiesen werden konnte.

Vogelsang (1990) schließt anhand von Vorkommen der benthischen Foraminifere *C. wuellerstorfi* in Substadium 4.2 auf einen relativ starken Einstrom nordatlantischen Oberflächenwassers in das Europäische Nordmeer, welches analog zu den Befunden von Labeyrie et al. (1987) Duplessy et al. (1988) zu einer Tiefenwasserbildung und zu einem anti-ästuarinen Strömungssystem im Europäischen Nordmeer geführt haben kann.

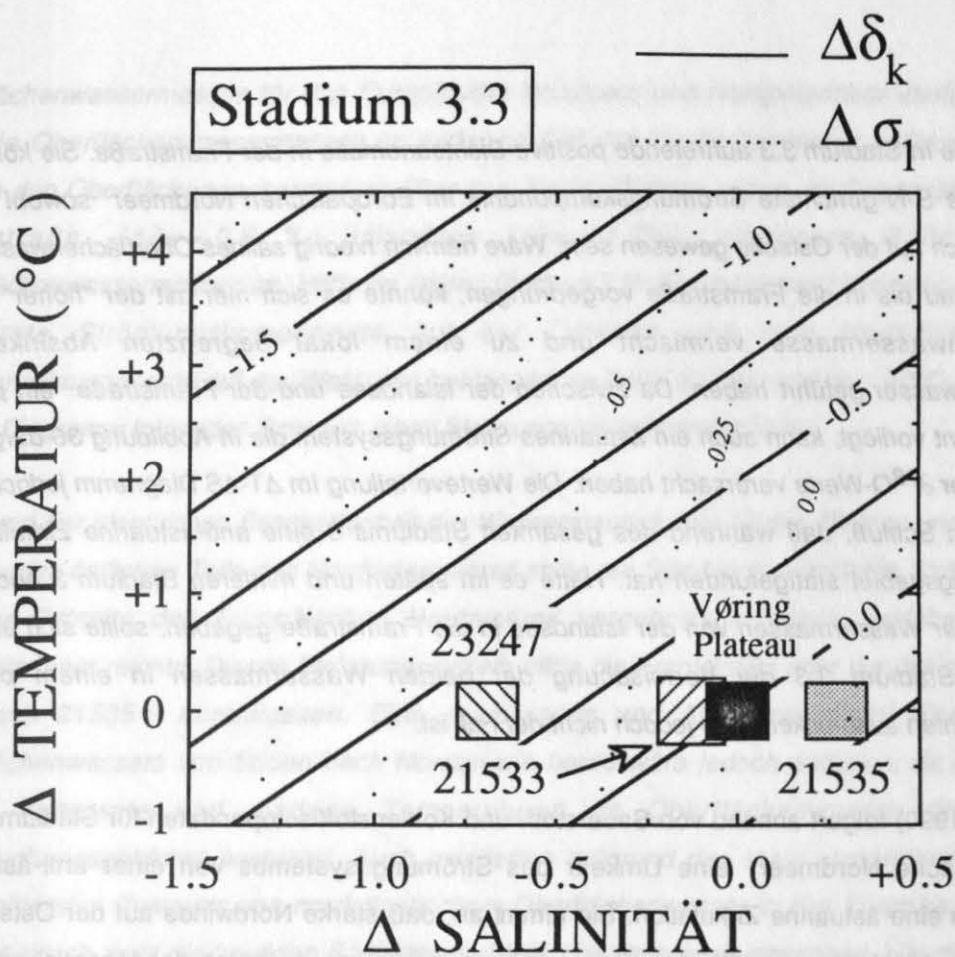
Im frühen Stadium 4 (66.000 bis 71.000 J. v. h.) weisen relativ schwere  $\delta^{13}\text{C}$ -Werte (im gesamten Untersuchungsgebiet und auf dem Vøring Plateau) noch auf eine relativ gut durchlüftete Oberflächenwassermasse hin, so daß zumindest für dieses Zeitintervall die Vorstellung einer permanenten Meereisbedeckung im Europäischen Nordmeer (Kellogg et al. 1978) revidiert werden müßte. Gard (1986, 1987) und Baumann (1990) weisen auf Coccolithenfunde in der Framstraße an der Stadiengrenze 4/5 hin und Gard & Backman (1990) postulieren nur noch für die jüngere Hälfte dieses kurzen glazialen Intervalls "polare Bedingungen" in der Framstraße.

#### 6.6.4. Sauerstoffisotopen-Stadium 3

##### **Modell : Stadium 3.3**

Die Verteilung der  $\delta^{18}\text{O}$ -Werte im  $\Delta T$ - $\Delta S$  Diagramm für diesen Zeitabschnitt (Abb. 36) unterscheidet sich nur unwesentlich von der Darstellung für den Zeitraum zwischen 30.000 bis 52.000 Jahren. Nach wie vor werden das Vøring Plateau und das Yermak Plateau im Nordpolarmeer durch Oberflächenwassermassen ähnlicher Salinitäten charakterisiert. Wieder unter der Annahme konstanter Temperaturen für das gesamte Untersuchungsgebiet, ergibt sich für die Islandsee eine negative Salinitätsanomalie von -0.7‰. Dies bedeutet nicht unbedingt, daß die Zufuhr isotopisch leichten Wassers durch eventuelles Auftreten von Schmelzwasser in der Islandsee in Stadium 3.3





**Abb. 36:** Temperatur-Salinitätsdiagramm ( $\Delta T$ - $\Delta S$ ) des Oberflächenwassers für das Stadium 3.3 im Untersuchungsgebiet. In das Diagramm sind die Fraktionierungslinien für Kalzit ( $\delta_k$ ) (Schalenmaterial von *N. pachyderma* (sin.) projiziert worden (berechnet nach Gleichung (1) und (3)). Darüberhinaus enthält das  $\Delta T$ - $\Delta S$ -Diagramm noch eine Verteilung der Dichtelinien ( $\sigma_1$ ) (UNESCO, 1981) des Meerwassers bezogen auf eine Referenzfläche von etwa 1000 m Wassertiefe. Das Diagramm enthält die Verteilung der Sauerstoffisotopenwerte aus Stadium 3.3 an den einzelnen Kernpositionen und eines Referenzkernes.

vermindert war und deshalb der Salinitätsunterschied zwischen dem Oberflächenwasser der Islandsee und der Referenzwassermasse geringer war als im mittleren und späten Stadium 3. Ein lokaler Eintrag von Schmelzwasser im Bereich des Referenzkernes kann zu einer Erniedrigung der Oberflächenwasser-Salinität geführt haben und so gleichfalls den Salinitätsgradienten zwischen der Islandsee und der Referenzwassermasse vermindert haben. Diese Deutung scheint anhand des vorhandenen starken Schmelzwassersignals (siehe Abb. 29, 33) in allen Sauerstoffisotopenkurven aus dem Untersuchungsgebiet die wahrscheinlichste. Für diese Deutung spricht weiterhin die positive Salinitätsanomalie von 0.3‰ im Bereich der Framstraße (Abb. 36). Sie deutet darauf hin, daß der Einfluß lokaler Schmelzwasserzufuhr in der Framstraße in Stadium 3.3 am geringsten war. Anhand dieser Ergebnisse kann über eventuelle Strömungsrichtungen im Untersuchungsgebiet nur spekuliert werden, die denen für das mittlere und späte Stadium 3 analog wären.

Auffällig ist die in Stadium 3.3 auftretende positive Dichteanomalie in der Framstraße. Sie könnte ein Indiz für eine S-N gerichtete Strömungskomponente im Europäischen Nordmeer sowohl auf der West- als auch auf der Ostseite gewesen sein. Wäre nämlich niedrig salines Oberflächenwasser vom Vøring Plateau bis in die Framstraße vorgedrungen, könnte es sich hier mit der "höher" salinen Oberflächenwassermasse vermischt und zu einem lokal begrenzten Absinken von Oberflächenwasser geführt haben. Da zwischen der Islandsee und der Framstraße ein positiver Dichtegradient vorliegt, kann auch ein ästuarines Strömungssystem die in Abbildung 36 dargestellte Verteilung der  $\delta^{18}\text{O}$ -Werte verursacht haben. Die Werteverteilung im  $\Delta T$ - $\Delta S$  Diagramm jedoch führen eher zu dem Schluß, daß während des gesamten Stadiums 3 eine anti-ästuarine Zirkulation im Untersuchungsgebiet stattgefunden hat. Hätte es im späten und mittleren Stadium 3 auch einen Austausch der Wassermassen von der Islandsee in die Framstraße gegeben, sollte sich auch hier analog zu Stadium 3.3 die Vermischung der beiden Wassermassen in einem positiven Dichtegradienten ausdrücken, was jedoch nicht der Fall ist.

Vogelsang (1990) folgert anhand von Sauerstoff- und Kohlenstoffisotopendaten für Stadium 3.3 für das Europäische Nordmeer eine Umkehr des Strömungssystems von einer anti-ästuarinen Zirkulation in eine ästuarine Zirkulation. Sie nimmt an, daß starke Nordwinde auf der Ostseite des Europäischen Nordmeeres in Glazialzeiten zu einem zeitweisen Aufbruch der Meereisbedeckung, damit zu einer Ostrandströmung und zu lokal sehr begrenztem Auftrieb geführt haben könnten.

Das frühe Stadium 3 (vermutlich 3.3) zeichnet sich in den drei untersuchten Kernen durch leichte  $\delta^{18}\text{O}$ -Werte (3.5‰) verbunden mit extrem leichten und sogar negativen (0.2‰ bis -0.2‰)  $\delta^{13}\text{C}$ -Werten aus. Isotopenkurven aus dem Europäischen Nordmeer (Vogelsang 1990) (Abb.29, 33) zeigen ein analoges Bild. Die extrem niedrigen  $\delta^{13}\text{C}$ -Werte verbunden mit den leichten  $\delta^{18}\text{O}$ -Werten deuten auf einen starken Schmelzwassereintrag im gesamten Europäischen Nordmeer und im östlichen Nordpolarmeer hin, welcher zu einer Erniedrigung der Salinität in den Oberflächenwassermassen dieses Gebietes führte. Es ist fraglich, ob ein eventuell starker Einstrom von "wärmerem" Atlantikwasser zu einem solchen Schmelzwasserereignis geführt haben könnte, da nicht nur die Kerne aus dem östlichen Teil des Europäischen Nordmeeres dieses Schmelzwassersignal enthalten sondern auch die Kerne aus der Islandsee, der Framstraße und dem Nordpolarmeer.

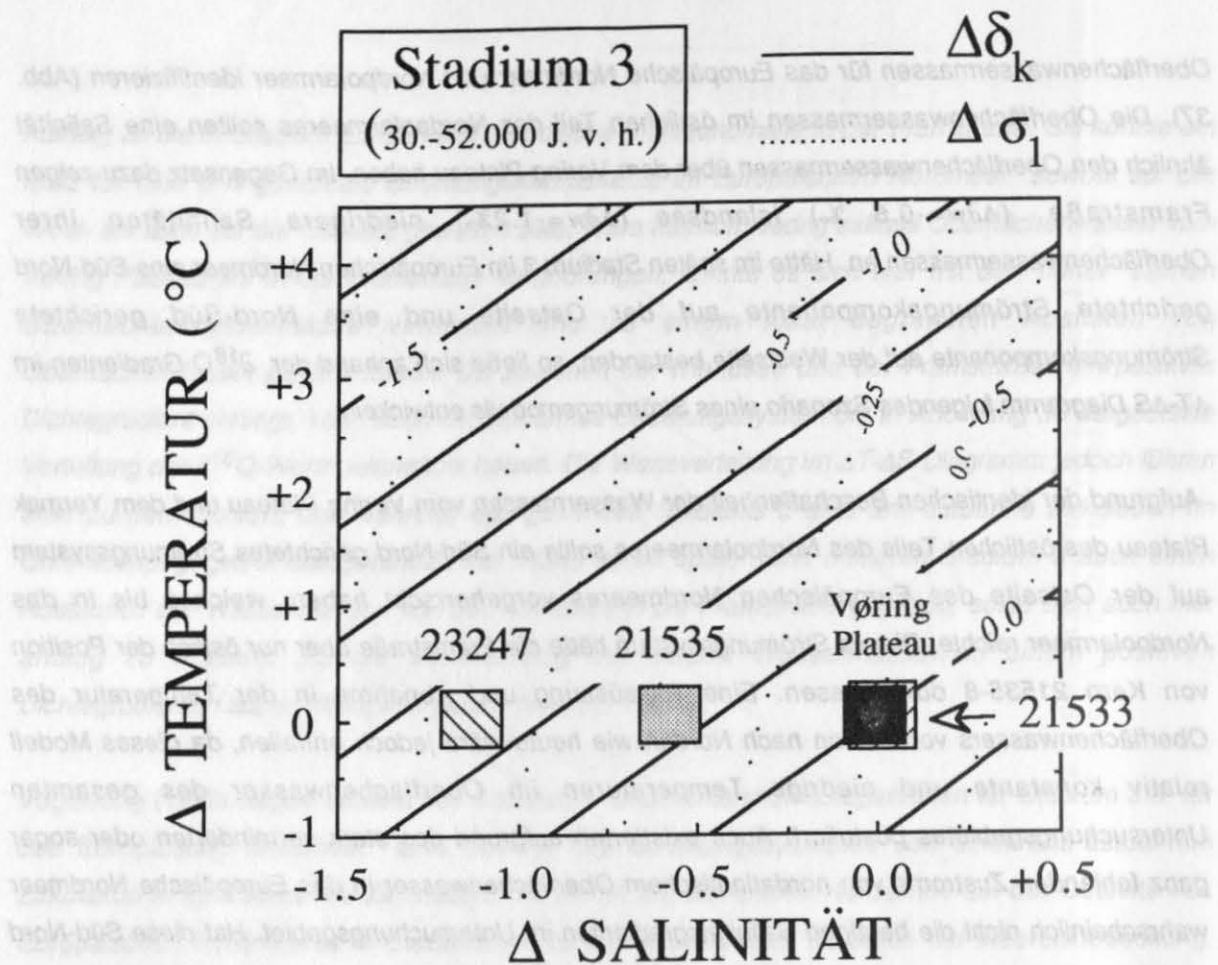
### **Modell : Stadium 3**

Wieder unter der Voraussetzung relativ konstanter , niedriger Oberflächenwassertemperaturen im gesamten Untersuchungsgebiet, lassen sich im späten Stadium 3, insgesamt drei unterschiedliche

Oberflächenwassermassen für das Europäische Nordmeer und Nordpolarmeer identifizieren (Abb. 37). Die Oberflächenwassermassen im östlichen Teil des Nordpolarmeeres sollten eine Salinität ähnlich den Oberflächenwassermassen über dem Vøring Plateau haben. Im Gegensatz dazu zeigen Framstraße ( $\Delta\sigma_w = -0.6 \text{ ‰}$ ) Islandsee ( $\Delta\sigma_w = -1.2 \text{ ‰}$ ) niedrigere Salinitäten ihrer Oberflächenwassermassen an. Hätte im späten Stadium 3 im Europäischen Nordmeer eine Süd-Nord gerichtete Strömungskomponente auf der Ostseite und eine Nord-Süd gerichtete Strömungskomponente auf der Westseite bestanden, so ließe sich anhand der  $\delta^{18}\text{O}$ -Gradienten im  $\Delta T$ - $\Delta S$  Diagramm folgendes Szenario eines Strömungsmodells entwickeln:

Aufgrund der identischen Beschaffenheit der Wassermassen vom Vøring Plateau und dem Yermak Plateau des östlichen Teils des Nordpolarmeeres sollte ein Süd-Nord gerichtetes Strömungssystem auf der Ostseite des Europäischen Nordmeeres vorgeherrscht haben, welches bis in das Nordpolarmeer reichte. Dieses Strömungssystem hätte die Framstraße aber nur östlich der Position von Kern 21535-8 durchflossen. Eine Aussüßung und Abnahme in der Temperatur des Oberflächenwassers von Süden nach Norden wie heute wäre jedoch entfallen, da dieses Modell relativ konstante und niedrige Temperaturen im Oberflächenwasser des gesamten Untersuchungsgebietes postuliert. Auch existierten aufgrund des stark verminderten oder sogar ganz fehlenden Zustroms von nordatlantischem Oberflächenwasser in das Europäische Nordmeer wahrscheinlich nicht die heutigen Salinitätsgradienten im Untersuchungsgebiet. Hat diese Süd-Nord gerichtete Strömung bestanden, muß auch ein Ausstrom von Oberflächenwasser vom Nordpolarmeer in das Europäische Nordmeer stattgefunden haben. In diesem Fall muß die polare, Nord-Süd gerichtete Strömung niedriger salin gewesen sein als das Oberflächenwasser im Nordpolarmeer, da zwischen dem Nordpolarmeer und der Framstraße sowie der Islandsee negative  $\Delta S$ -Anomalien bestehen. Zusätzlich müßten dann in der Islandsee lokale Schmelzwassereinflüsse zu einer weiteren Erniedrigung der Oberflächenwassersalinität der polaren Wassermasse geführt haben, um die negative  $\Delta S$ -Anomalie zwischen der Framstraße und der Islandsee zu erklären.

Die  $\sigma_1$  Gradienten zwischen den bearbeiteten Kernen und dem Referenzkern sind entweder gleich Null oder negativ, d. h., es hat entweder überall oder nirgendwo im Untersuchungsgebiet eine Tiefenkonvektion stattgefunden. Der tiefe Nordatlantik stand zu dieser Zeit stark unter dem Einfluß von Wassermassen aus dem Südpolarmeer (Duplessy 1988b), so daß wahrscheinlich eine potentielle Tiefenwasserquelle im Europäischen Nordmeer und Nordpolarmeer auszuschließen ist. Deshalb und vor allem aufgrund der Verteilung der  $\sigma_1$  Gradienten wird im späten Stadium 3 eine eventuelle Tiefenwasserbildung im Untersuchungsgebiet ausgeschlossen.



**Abb. 37:** Temperatur-Salinitätsdiagramm ( $\Delta T$ - $\Delta S$ ) des Oberflächenwassers für das späte und mittlere Stadium 3 im Untersuchungsgebiet. In das Diagramm sind die Fraktionierungslinien für Kalzit ( $\delta_k$ ) (Schalenmaterial von *N. pachyderma* (sin.) projiziert worden (berechnet nach Gleichung (1) und (3)). Darüberhinaus enthält das  $\Delta T$ - $\Delta S$ -Diagramm noch eine Verteilung der Dichtelinien ( $\sigma_1$ ) (UNESCO, 1981) des Meerwassers bezogen auf eine Referenzfläche von etwa 1000 m Wassertiefe. Das Diagramm enthält die Verteilung der Sauerstoffisotopenwerte aus Stadium 3 an den einzelnen Kernpositionen und eines Referenzkernes.

Im mittleren und späten Stadium 3 geben die  $\delta^{13}\text{C}$ -Kurven der untersuchten Kerne sowie die Kerne aus der Norwegensee (Vogelsang 1990) (Abb.33) einen einheitlichen Verlauf mit Werten die zwischen 0.0 und 0.3‰ schwanken, also auf ein extrem schlecht durchlüftetes Oberflächenwasser im östlichen Nordpolarmeer, der Framstraße, der Islandsee und der Norwegensee hinweisen. Ein ähnlich einheitlicher Verlauf zeigt sich auch in den  $\delta^{18}\text{O}$ -Kurven (Abb. 29). Während die  $\delta^{18}\text{O}$ -Kurven des Yermak Plateaus und der Framstraße nahezu deckungsgleich mit den Kurven vom Vøring Plateau verlaufen und zwischen 4.0‰ und 4.5‰ schwanken, zeigt die  $\delta^{18}\text{O}$ -Kurve aus der Islandsee während des gesamten Stadiums 3 um etwa 0.7‰ leichtere Werte. Aufgrund der extrem leichten  $\delta^{13}\text{C}$ -Werte sind die "leichteren"  $\delta^{18}\text{O}$ -Werte in Stadium 3 in der Islandsee wohl weniger auf einen Anstieg der Oberflächenwassermassen in diesem Gebiet zurückzuführen als vielmehr auf ein Schmelzwassersignal. Da nur auf der Westseite und nicht auf der Ostseite des Europäischen



Nordmeeres dieses Schmelzwassersignal in den Isotopenkurven dokumentiert ist, käme als Quelle des Schmelzwasserssignals wahrscheinlich nur das Grönländische Festland oder Island in Frage.

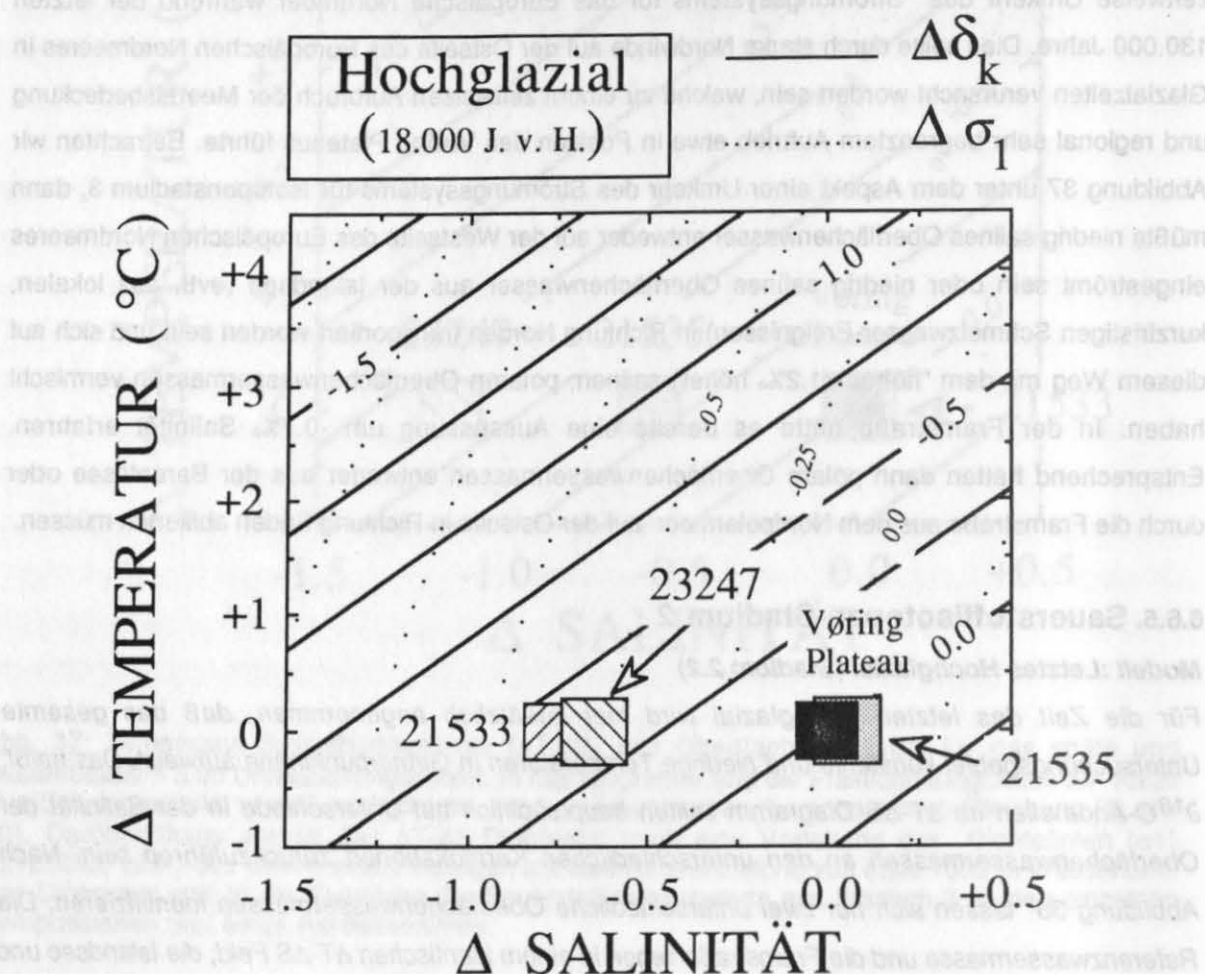
Vogelsang (1990) postuliert auch anhand von Sauerstoff- und Kohlenstoff-Isotopendaten eine zeitweise Umkehr des Strömungssystems für das Europäische Nordmeer während der letzten 130.000 Jahre. Dies sollte durch starke Nordwinde auf der Ostseite des Europäischen Nordmeeres in Glazialzeiten verursacht worden sein, welche zu einem zeitweisen Aufbruch der Meereisbedeckung und regional sehr begrenztem Auftrieb etwa in Position des Vøring Plateaus führte. Betrachten wir Abbildung 37 unter dem Aspekt einer Umkehr des Strömungssystems für Isotopenstadium 3, dann müßte niedrig salines Oberflächenwasser entweder auf der Westseite des Europäischen Nordmeeres eingeströmt sein oder niedrig salines Oberflächenwasser aus der Islandsee (evtl. aus lokalen, kurzfristigen Schmelzwasser-Ereignissen) in Richtung Norden transportiert worden sein und sich auf diesem Weg mit dem "höher" (1.2‰ höher) salinen, polaren Oberflächenwassermassen vermischt haben. In der Framstraße hätte es bereits eine Aussüßung um -0.7‰ Salinität erfahren. Entsprechend hätten dann polare Oberflächenwassermassen entweder aus der Barentssee oder durch die Framstraße aus dem Nordpolarmeer auf der Ostseite in Richtung Süden abfließen müssen.

#### 6.6.5. Sauerstoffisotopen-Stadium 2

##### **Modell :Letztes Hochglazial (Stadium 2.2)**

Für die Zeit des letzten Hochglazial wird hier zusätzlich angenommen, daß das gesamte Untersuchungsgebiet konstante und niedrige Temperaturen in Gefrierpunktnähe aufweist. Das heißt,  $\delta^{18}\text{O}$ -Anomalien im  $\Delta T$ - $\Delta S$  Diagramm sollten hauptsächlich auf Unterschiede in der Salinität der Oberflächenwassermassen an den unterschiedlichen Kernlokalationen zurückzuführen sein. Nach Abbildung 38 lassen sich nur zwei unterschiedliche Oberflächenwassermassen identifizieren. Die Referenzwassermasse und die Framstraße liegen in einem identischen  $\Delta T$ - $\Delta S$  Feld; die Islandsee und das Yermak Plateau weisen sich durch eine identische Wassermasse aus, die im Bezug zur Referenzwassermasse eine um etwa 0.7‰ bis 0.8‰ geringere Salinität aufweist. In Analogie zur heutigen Situation legt das Ergebnis aus Abbildung 40 die Vermutung nahe, daß auch im Hochglazial ein Austausch der Oberflächenwassermassen zwischen dem Vøring Plateau und der Framstraße auf der Ostseite und zwischen dem Nordpolarmeer und der Islandsee auf der Westseite des Europäischen Nordmeeres, stattgefunden hat. Die niedrigeren Salinitäten auf der Westseite des Europäischen Nordmeeres und im Nordpolarmeer legen weiterhin die Vermutung nahe, daß tatsächlich ein Transport von Oberflächenwassermassen aus dem Nordpolarmeer in die Islandsee bestand. Umgekehrt müßte dann auch Oberflächenwasser vom Vøring Plateau in die Framstraße oder auf jeden Fall in Richtung Norden transportiert worden sein, also ein anti-ästuarines Strömungssystem im Europäischen Nordmeer bestanden haben. Die  $\delta^{18}\text{O}$ -Werte (Abb. 38) weisen weiter darauf hin,

daß im gesamten Untersuchungsgebiet die Oberflächenwassermassen weniger dicht als die Referenzwassermasse waren. Im Einklang mit Ergebnissen von Duplessy (1988b) und Vogelsang (1990) kann daraus abgeleitet werden, daß keine Tiefenwasserbildung im Hochglazial im Europäischen Nordmeer und Nordpolarmeer stattgefunden hat.



**Abb. 38:** Temperatur-Salinitätsdiagramm ( $\Delta T$ - $\Delta S$ ) des Oberflächenwassers für das Stadium 2.2 im Untersuchungsgebiet. In das Diagramm sind die Fraktionierungslinien für Kalzit ( $\delta_k$ ) (Schalenmaterial von *N. pachyderma* (sin.) projiziert worden (berechnet nach Gleichung (1) und (3)). Darüberhinaus enthält das  $\Delta T$ - $\Delta S$ -Diagramm noch eine Verteilung der Dichtelinien ( $\sigma_1$ ) (UNESCO, 1981) des Meerwassers bezogen auf eine Referenzfläche von etwa 1000 m Wassertiefe. Das Diagramm enthält die Verteilung der Sauerstoffisotopenwerte aus Stadium 2.2 an den einzelnen Kernpositionen und eines Referenzkernes.

Ähnlich den Substadien 6.2 und 4.2 zeigen die  $\delta^{18}O$ -Kurven aller untersuchten Kerne in 2.2 "voll glaziale" Werte zwischen 4.5‰ und 4.8‰, die mit  $\delta^{18}O$ -Werten aus Kurven vom Vøring Plateau übereinstimmen (Abb. 29). Auch die  $\delta^{13}C$ -Werte (Abb. 33) sowohl der untersuchten Kerne als auch vom Vøring Plateau zeigen mit Werten um 0.0‰ extrem schlecht belüftete

Oberflächenwassermassen, die in der Kombination mit sehr schweren  $\delta^{18}\text{O}$ -Werten in diesem Zeitabschnitt für eine zumindest saisonal variable Packeisdecke im gesamten Untersuchungsgebiet sprechen. Auf dem Yermak Plateau konnten im letzten Hochglazial zwei Schmelzwasserereignisse zwischen 18.300 und 21.000 Jahren v. h. datiert werden ( siehe Abb. 13). Das heißt auch in den Zeiten maximaler Vereisung auf der Nordhemisphäre muß es immer wieder kürzere wärmere Abschnitte (evtl. Sommermonate) gegeben haben, in denen kurzfristig und lokal begrenzt Teile der Meereisdecke aufgerissen wurden, partiell Meereis abgeschmolzen wurde und vielleicht auch Polynien gebildet worden sind.

Während Vogelsang (1990) für das letzte Hochglazial wieder ein ästuarines Strömungssystem für das Europäische Nordmeer annimmt, postuliert Spielhagen (1990) anhand eines vermutlich aus dem Nordseeraum stammenden Schreibeikreidefundes eine Süd-Nord gerichtete Strömung im Ostteil des Europäischen Nordmeeres im letzten Hochglazial (siehe auch Henrich 1990). Verdriftetes subpolares Plankton auf der Ostseite des Europäischen Nordmeeres (Henrich 1990) ist ein weiteres Indiz für eine Süd-Nord gerichtete Strömungskomponente auf der Ostseite des Europäischen Nordmeeres mit einer Einspeisung von atlantischen Wassermassen.

#### 6.6.6. Termination I

Die Termination I ist in allen untersuchten Kernen nur sehr lückenhaft dokumentiert, da wahrscheinlich durch Verdünnungseffekte (Eintrag eistransportierten Materials) besonders in hohen nördlichen Breiten zu dieser Zeit kaum ausreichend planktische Foraminiferen vorhanden waren, teilweise fehlen sie auch ganz. Generell ist aber in allen untersuchten Kernen ein Abfall in den  $\delta^{18}\text{O}$ -Werten von etwa 4.5‰ auf etwa 3.5‰ (Abb. 29) festzustellen, ein Wert der in etwa dem globalen Eisvolumeneffekt entspricht. Bis zum Ende von Termination I<sub>A</sub> zeigen die Vergleichskerne vom Vøring Plateau einen identischen Abfall der  $\delta^{18}\text{O}$ -Werte von etwa 1.0‰, fallen dann aber wahrscheinlich durch den Einfluß des warmen nordatlantischen Oberflächenwassers während der Termination I<sub>B</sub> erneut um etwa 1.2‰ ab. Der Vergleich dieser Kurven zeigt, daß die Termination I<sub>A</sub> im Untersuchungsgebiet des Europäischen Nordmeeres und Nordpolarmeeres ein reines Eiseffekt-Signal darstellt, während sich in der Termination I<sub>B</sub> das heute bestehende Strömungssystem mit einem Einfluß von warmen nordatlantischen Oberflächenwassermassen auf der Ostseite des Europäischen Nordmeeres voll etablierte.

#### 6.6.7. Holozän

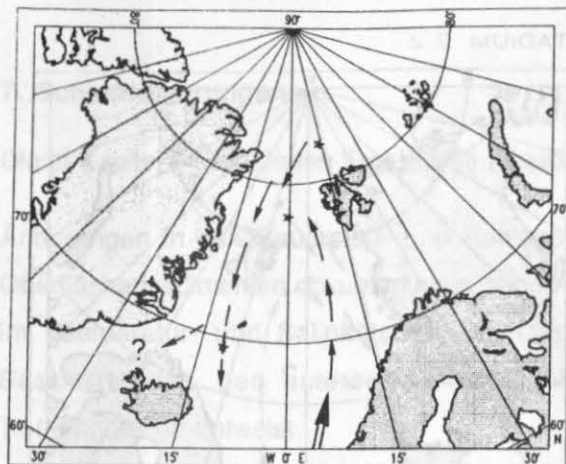
Zwischen ca. 9.000 und 8.000 Jahren vor heute etablierte sich im Europäischen Nordmeer und Nordpolarmeer das heutige Strömungssystem. Dies ist in allen hier untersuchten Sauerstoffisotopenkurven durch einen erneuten und z. T. auch letzten Anstieg der  $\delta^{18}\text{O}$ -Werte zu



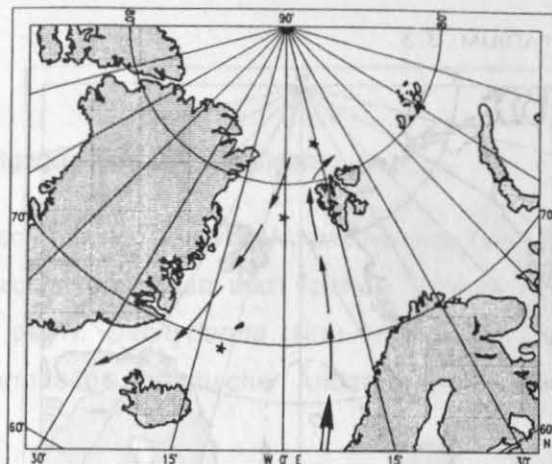
interglazialen Werten gekennzeichnet (vgl. Abb. 26, 27 und 30). Ab ca. 6.000 J. v. h. ist in Kern 21533-3 (Yermak Plateau) ein erneuter Abfall der  $\delta^{18}\text{O}$ -Werte von 3.4‰ auf 3.7‰ zu beobachten (Abb. 30). Kern 21295-4 (Framstraße, Jones & Keigwin 1989; Abb. 26) zeigt ab 6.000 J. v. h. konstante  $\delta^{18}\text{O}$ -Werte von etwa 3.5‰. Während des gleichen Zeitraumes (6.000 J. v. h. bis heute) zeigen alle  $\delta^{18}\text{O}$ -Kurven aus dem Nordpolarmeer um etwa 1‰ leichtere Werte. Diese Beobachtungen legen die Vermutung nahe, daß erst ab ca. 6.000 J. v. h. relativ "warmes" nordatlantisches Oberflächenwasser die Framstraße und die südlichen Teile des Nordpolarmeeres erreichte. Entsprechend der rezenten Situation befindet sich dann der Lebensraum von *N. pachyderma* (sin.) in der Framstraße und im südlichen Teil des Nordpolarmeeres nicht mehr im "Oberflächenwasser" sondern in einer Wassertiefe unterhalb von 200 m Wassertiefe (vgl. Carstens & Wefer, in press), was sich hier in relativ "schweren"  $\delta^{18}\text{O}$ -Werten bemerkbar macht.

Die in Kapitel 6.6 diskutierten paläo-ozeanographischen Rekonstruktionen für das Europäische Nordmeer und Nordpolarmeer während der letzten 130.000 Jahre sind in Abbildung 39 zusammenfassend und grob schematisch für die einzelnen Isotopenstadien dargestellt und werden in den Schlußfolgerungen noch einmal kurz erläutert.

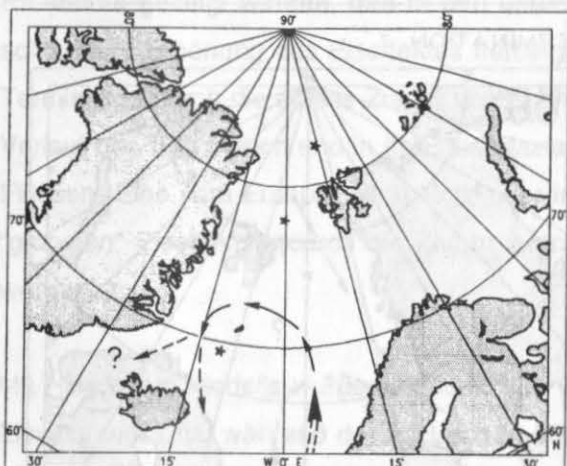
STADIUM 6.2



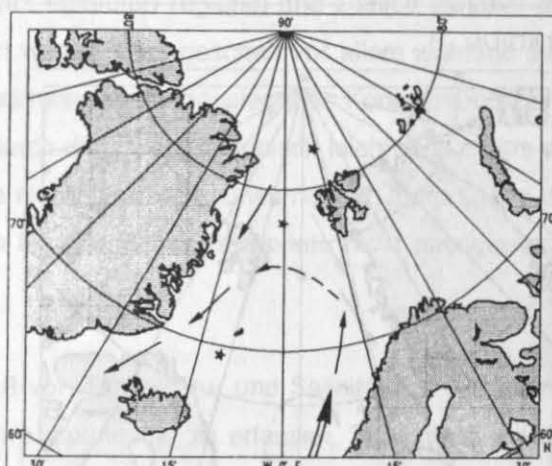
STADIUM 5e



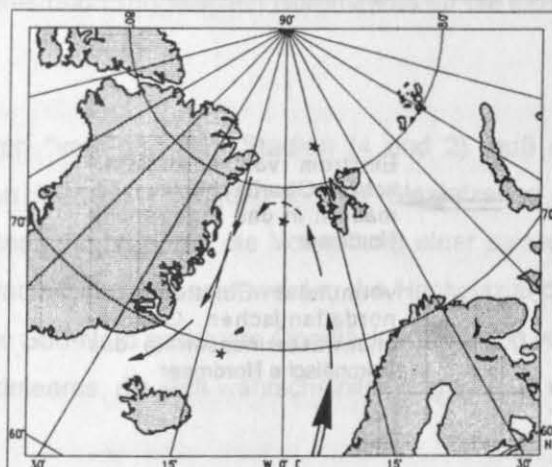
STADIUM 4.2



STADIUM 5b-d



STADIUM 5a

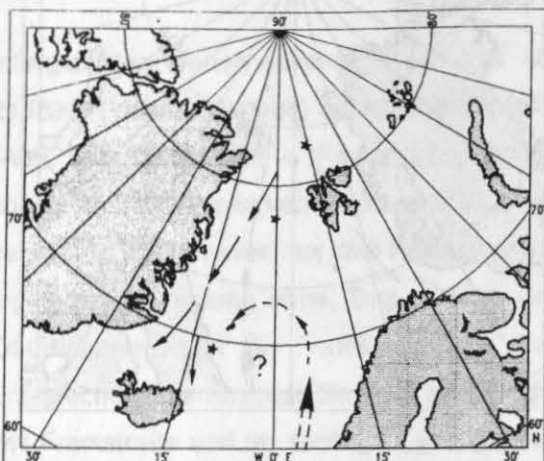


⇒ Einstrom von nordatlantischen Oberflächenwassermassen in das Europäische Nordmeer

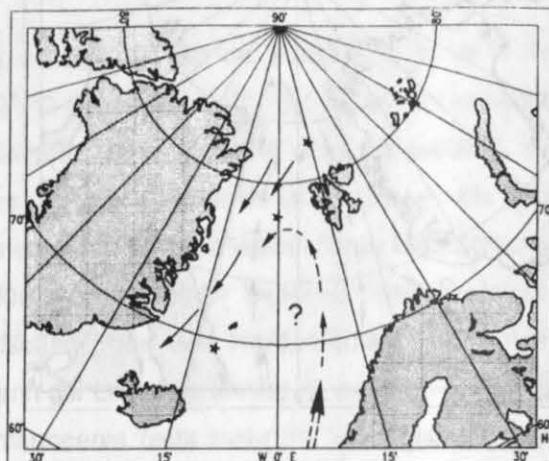
--- vermuteter Einstrom von nordatlantischen Oberflächenwassermassen in das Europäische Nordmeer

**Abb. 39:** Mögliche Strömungsmuster für das Europäische Nordmeer und Nordpolarmeer während der letzten 130.000 Jahre (Isotopenstadien 1-6). Das Strömungsmuster ist nur grob schematisch angedeutet, wobei auf eine Darstellung der eventuell durch Tiefenkonvektion entstehende Verwirbelungen der unterschiedlichen Wassermassen verzichtet wurde. Grundlage für diese Abbildungen bildet die in Kapitel 6.6 erarbeitete mögliche Rekonstruktion der Paläo-Ozeanographie des Nordpolarmeer und Europäischen Nordmeeres. Zusammenfassend sind diese Ergebnisse in den Schlußfolgerungen (Kap. 7) dargestellt. Die einzelnen Pfeile markieren die Strömungsrichtungen, gestrichelte Pfeile deuten Unsicherheiten bezüglich der Rekonstruktion des Strömungsmusters an.

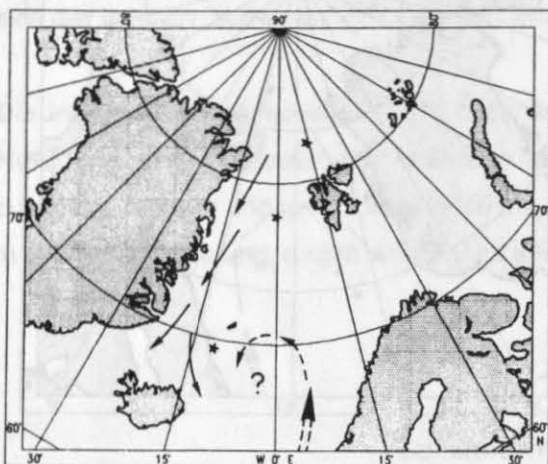
STADIUM 3.3



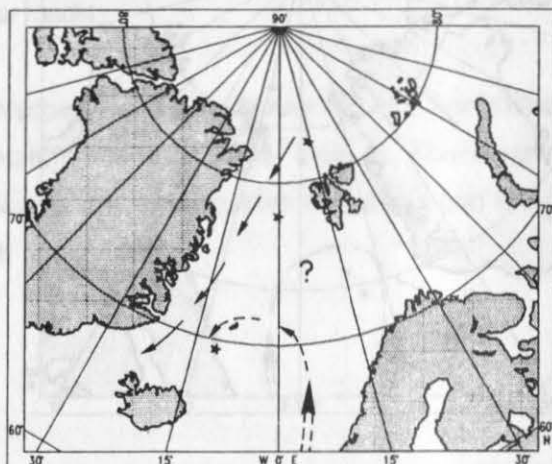
STADIUM 2.2



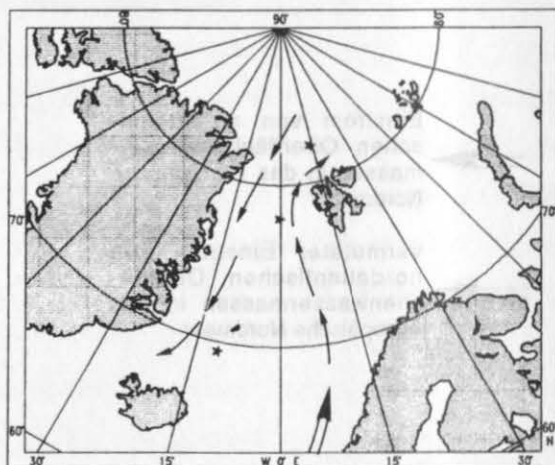
STADIUM 3



TERMINATION I



HOLOZÄN



==> Einstrom von nordatlantischen Oberflächenwassermassen in das Europäische Nordmeer

---> vermuteter Einstrom von nordatlantischen Oberflächenwassermassen in das Europäische Nordmeer

**Abb. 39:** Mögliche Strömungsmuster für das Europäische Nordmeer und Nordpolarmeer während der letzten 130.000 Jahre (Isotopenstadien 1-6). Das Strömungsmuster ist nur grob schematisch angedeutet, wobei auf eine Darstellung der eventuell durch Tiefenkonvektion entstehende Verwirbelungen der unterschiedlichen Wassermassen verzichtet wurde. Grundlage für diese Abbildungen bildet die in Kapitel 6.6 erarbeitete mögliche Rekonstruktion der Paläo-Ozeanographie des Nordpolarmeeres und Europäischen Nordmeeres. Zusammenfassend sind diese Ergebnisse in den Schlußfolgerungen (Kap. 7) dargestellt. Die einzelnen Pfeile markieren die Strömungsrichtungen, gestrichelte Pfeile deuten Unsicherheiten bezüglich der Rekonstruktion des Strömungsmusters an.



## 7. Schlußfolgerungen

Die in Kapitel 6 diskutierten Ergebnisse erlauben folgende Schlußfolgerungen:

Änderungen in den Sauerstoff- und Kohlenstoff-Isotopensignalen von *N. pachyderma* (sin.) aus Oberflächensedimenten dokumentieren neben horizontalen vor allem auch vertikale Schwankungen im Temperatur- und Salinitätsfeld des Ozeans, da *N. pachyderma* (sin.) entsprechend der Beschaffenheit der unterschiedlichen Wassermassen drastische Änderungen in ihren Tiefenhabitaten aufweist.

Es konnte gezeigt werden, daß in den untersuchten Gebieten regional und zeitlich variabel eine scheinbare Erhöhung des Eiseffektes herbeigeführt wurde. Dies geschah vor allem während einer Termination durch die direkte Zufuhr von Schmelzwässern von nahegelegenen Kontinenten oder im Verlauf der Termination und in den Interglazialen durch die Zufuhr isotopisch leichten Wassers aus Flüssen. Eine vom Europäischen Nordmeer in das Nordpolarmeer zunehmende Überprägung des "globalen" Eiseffekts (durch die Zufuhr isotopisch leichten Wassers) konnte nicht nachgewiesen werden.

Mit Hilfe eines Modells wurde versucht, den Einfluß von Temperatur und Salinität auf das globale Eisvolumensignal während der letzten 130.000 Jahre quantitativ zu erfassen. Zusammen mit den Untersuchungsergebnissen bildet dieser Datensatz die Grundlage für die Rekonstruktion der paläo-ozeanographischen Entwicklung des Nordpolarmeeres und Europäischen Nordmeeres für die letzten 130.000 Jahre:

Im Sauerstoffisotopenstadium 6, sowie in anderen "voll"-glazialen Stadien (4 und 2) muß die Vorstellung einer relativ mächtigen permanenten Meereisbedeckung in den Glazialzeiten im Europäischen Nordmeer und Nordpolarmeer weitestgehend durch die Vorstellung einer saisonal stark variablen und regional häufig aufreißenden Packeisdecke ersetzt werden. Im Hochglazial des Stadium 6 (6.2) gibt es eindeutige Hinweise auf eine Süd-Nord gerichtete Oberflächenströmung vom Nordatlantik in den Ostteil des Europäischen Nordmeeres, die sich wahrscheinlich sogar bis in die Framstraße fortsetzte.

Im Isotopenstadium 5e kann der Einfluß atlantischer Wassermassen bis in den südlichsten Teil des Nordpolarmeeres nachgewiesen werden. Die Eisgrenze lag wahrscheinlich etwa in Position des Yermak Plateaus im Nordpolarmeer. Atlantische Wassermassen durchflossen die Framstraße wahrscheinlich jedoch nicht so weit westlich wie heute, so daß sie im zentralen Teil der Framstraße (Position von Kern 21535-8) in diesem Zeitintervall kein deutliches "Temperatursignal" aufgezeichnet werden konnte. Es gibt Anzeichen dafür, daß der zentrale Bereich der Framstraße in 5e das Gebiet

war, in dem eine starke Vermischung der Oberflächenwassermassen polaren Ursprungs mit denen atlantischen Ursprungs stattgefunden hat und so zu einem Absinken von Tiefenwasser führte.

Während der Substadien 5b-d erreichte der Norwegen-West-Spitzbergenstrom wahrscheinlich nicht mehr die zum größten Teil eisbedeckte zentrale Framstraße.

Während des Substadiums 5a erreichte der Norwegen-West-Spitzbergenstrom erneut die zentrale Framstraße und erfaßte wahrscheinlich auch noch das Yermak Plateau im östlichen Teil des Nordpolarmeeres. Seine Oberflächenwassertemperaturen waren aber wahrscheinlich niedriger als in Stadium 5e und heute. Sie müssen jedoch warm genug gewesen sein, um zu einem Abschmelzen von Meereis sowohl in der zentralen Framstraße als auch auf dem Yermak Plateau geführt zu haben. Der Einfluß von niedrig salinem Oberflächenwasser auf das Sauerstoffisotopensignal und ein verminderter Einstrom von atlantischem Oberflächenwasser lassen in der Framstraße und im Nordpolarmeer auf ein teilweise eisbedecktes und stark saisonal geprägtes Meeresoberflächengebiet in Substadium 5a schließen.

In Stadium 4.2 gibt es an den unterschiedlichen Kernpositionen im Untersuchungsgebiet keinen Hinweis auf regional bevorzugte Lokationen von Tiefenwasserbildung. Vermutlich bestand eine saisonal variable Packeisdecke im Europäischen Nordmeer und im östlichen Teil des Nordpolarmeeres. Der Einstrom von Atlantikwasser in das Europäische Nordmeer war wahrscheinlich nur sehr gering und muß auf die Südtteile dieses Beckens beschränkt gewesen sein.

In Stadium 3 treten starke Schmelzwassersignale im gesamten Europäischen Nordmeer und im Nordpolarmeer auf. Es konnte nicht hinreichend geklärt werden, ob ein stärkerer Einstrom von "wärmerem" Atlantikwasser zu einem solchen Schmelzwasserereignis geführt hat. Es gibt keine Anzeichen auf lokal bevorzugte Tiefenwasserbildung an einer der Kernposition im Untersuchungsgebiet.

In Analogie zur heutigen Situation legen die Ergebnisse dieser Arbeit für Stadium 2.2 die Vermutung nahe, daß auch im Hochglazial ein Austausch der Oberflächenwassermassen zwischen dem Vøring Plateau und der Framstraße auf der Ostseite und zwischen dem Nordpolarmeer und der Islandsee auf der Westseite des Europäischen Nordmeeres, stattgefunden hat. Es gibt eindeutige Indizien für den Bestand eines anti-ästuarines Strömungssystem im Europäischen Nordmeer. Es gibt keinen Hinweis auf Tiefenwasserbildung im Hochglazial im Europäischen Nordmeer und Nordpolarmeer. Schmelzwasserereignisse im Nordpolarmeer in den Zeiten maximaler Vereisung auf der Nordhemisphäre deuten an, daß kurzfristig und lokal begrenzt Teile der Meereisdecke aufgerissen wurden, partiell Meereis abgeschmolzen wurde und vielleicht auch Polynien gebildet worden sind.

Frühestens im Verlauf von Termination Ig kann eindeutig ein "Temperatursignal" durch den Einstrom relativ warmen atlantischen Driftwassers in das Europäische Nordmeer festgestellt werden. Erst ab ca. 6.000 J. v. h. erreichten diese Oberflächenwassermassen auch die Framstraße und südliche Gebiete des Nordpolarmeeres.



## 8. Literaturverzeichnis

- Aagaard, K. (1989):** A synthesis of the Arctic Ocean circulation.- Rapp. P. v. Reun. cons. Int. Explor. Mer., 188:11-22.
- Aksu, A.E. (1985):** Planctonic foraminiferal and oxygen isotopic stratigraphy of CESAR cores 102 and 103: Preliminary results. - In: Initial Report on CESAR-the Canadian Expedition to study the Alpha Ridge, Arctic Ocean, ed. H.R. Jackson et al., Geological Survey of Canada, Paper 84-22: 115-124.
- Aksu, A. E. (1988):** Stable isotopes in planctonic and benthic foraminifera from Arctic Ocean surface sediments. - Canadian Journal of Earth Sciences, 25: 701-709.
- Aksu, A. E. & Mudie, P. J. (1985):** Late Quaternary stratigraphy and paleoecology of northwest Labrador Sea. - Marine Micropaleontology, 9: 537-557.
- Aksu, A. E. & Vilks, G. (1987):** Stable isotopes in planctonic and benthic foraminifera from Arctic Ocean surface sediments.- Can. J. Earth Sci., 25: 701-709.
- Anderson, L. G., Jones, E. P., Koltermann, K. P., Schlosser, P., Swift, J. H. & Wallace, D. W. R. (1989):** The first oceanographic section across the Nansen Basin in the Arctic Ocean.- Deep-Sea Research, 36 (3): 475-482.
- Augstein, E., Hempel, G. & Thiede, J. (1984):** Fahrtbericht (Cruise Report) der "Polarstern"-Reise "Arktis I", 1983.- Ber. Polarforsch. Bremerhaven, 17: 1-77.
- Bard, E. (1988):** Correction of accelerator mass spectrometry  $^{14}\text{C}$  ages measured in planctonic foraminifera: Paleoceanographic implications. - Paleoceanography, 3: 635-645.
- Bard, E., Arnold, M., Duprat, J., Moyes, J. & Duplessy, J. C. (1987 a):** Reconstruction of the last deglaciation: Deconvoluted records of  $\delta^{18}\text{O}$  profiles, micropaleontological variations and accelerator mass spectrometry  $^{14}\text{C}$  dating. - Climate Dynamics, 1: 101-112.
- Bard, E., Arnold, M., Maurice, P., Duprat, J., Moyes, J. & Duplessy, J. C. (1987 b):** Retreat velocity of the North Atlantic polar front during the last deglaciation determined by  $^{14}\text{C}$  accelerator mass spectrometry. - Nature, 328: 791-794.
- Bard, E., Fairbanks, R., Arnold, M., Maurice, P., Duprat, J., Moyes, J. & Duplessy, J. C. (1989 a):** Sea-level estimates during the last deglaciation based on  $\delta^{18}\text{O}$  and accelerator mass spectrometry  $^{14}\text{C}$  ages measured in *Globigerina bulloides*. - Quaternary Research, 31: 381-391.
- Bard, E., Labeyrie, L., Arnold, M., Labracherie, M., Pichon, J.-J., Duprat, J. & Duplessy, J. C. (1989b):** AMS- $^{14}\text{C}$  ages measured in deep sea cores from the Southern Ocean: Implications for sedimentation rates during isotope stage 2. - Quaternary Research, 31: 309-317.
- Bard, E., Labeyrie, L., Pichon, J.-J., Labracherie, M., Arnold, M., Duprat, J., Moyes, J. & Duplessy, J. C. (1990):** The last deglaciation in the southern and northern hemispheres: A comparison based on oxygen isotope, sea surface temperature estimates, and accelerator  $^{14}\text{C}$  dating from deep sea sediments.- In: Bleil, U. & Thiede, J. (eds.): Geologic History of the Polar Oceans: Arctic versus Antarctic. NATO ASI Series C: 405-417.
- Baumann, M. (1990):** Coccoliths in sediment of the Eastern Arctic Basin.- In: Bleil, U. & Thiede, J. (eds.): Geologic History of the Polar Oceans: Arctic versus Antarctic. NATO ASI Series C: 437-447.
- Bé, A. W., (1977):** An ecological, zoogeographic and taxonomic review of recent planctonic foraminifera. - In: Ramsay (eds.): Oceanic Micropaleontology, Vol. 1: 1-100.

- Bé, A. W. & Tolderlund, D. S. (1971):** Distribution and ecology of living planctonic foraminifera in surface waters of the Atlantic and Indian Oceans. - In: Funnel & Riedel (eds.): *The Micropaleontology of the Oceans*: 105-144.
- Belanger, P. E. (1982):** Paleoceanography of the Norwegian sea during the past 130.000 years: coccolithophorid and foraminiferal data. - *Boreas*, 11: 29-36.
- Belanger, P. E., Curry, W. B. & Matthews, R. K. (1981):** Core top evaluation of benthic foraminiferal isotopic ratios for paleoceanographic interpretations.- *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 33: 205-220.
- Belanger, P. E. & Streeter, S. S. (1980):** Distribution and ecology of benthic foraminifera in the Norwegian-Greenland Sea. - *Marine Micropaleontology*, 5: 401-428.
- Berger, A. L. (1987):** Milankovitch theory and climate. - *Contr. Inst. Astron. Geophys. Univ. Cathol. Louvain*, 52: 98.
- Berger, W. H. (1985):** On the time-scale of deglaciation: Atlantic deep-sea sediments in the Gulf of Mexico. - *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 50: 167-184.
- Berger, W. H., Killingley, J. S. & Vincent, E. (1978):** Timing of deglaciation from an oxygen isotope curve from deep-sea sediments. - *Nature*, 314: 156-158.
- Berglund, B. E. (1977):** Late Weichselian deglaciation, climate and chronology in NW Europe. - X. INQUA congr., Abstracts, 33.
- Beyer, I. (1988):** Senkvartær paleoseanografi i det sentrale Islandhav. - Diplomarbeit unveröffentlicht, Bergen, 150pp..
- Birchfield, G.E. (1987):** Changes in deep-ocean water  $\delta^{18}\text{O}$  and temperature from the Last Glacial Maximum to the Present. - *Paleoceanography*, 2: 431-442.
- Birgisdottir, L. (1990):** Die Paläo-Ozeanographie der Islandsee in den letzten 550.000 Jahren. - Dissertation, Universität Kiel, 104 pp..
- Bischof, J. (1990):** Dropstones in the Norwegian-Greenland Sea -indications of a Late Quaternary circulation pattern? -In: Bleil, U. & Thiede, J. (eds.): *Geologic History of the Polar Oceans: Arctic versus Antarctic*. NATO ASI Series C: 499-518.
- Bischof, J., Koch, J., Kubisch, M., Spielhagen, R. F. & Thiede, J. (In press):** Nordic Sea surface ice drift reconstructions-evidence from ice rafted coal fragments during oxygen isotope stage 6.- In: Dowdeswell, J. A. & Scourse, J. D. (eds.): *Glacimarine Environments: Processes and Sediments*, Geol. Soc. Spec. Publ., London.
- Bleil, U. & Gard, G. (1989):** Chronologie and correlation of Quaternary magnetostratigraphy and nannofossil biostratigraphy in Norwegian Greenland Sea sediments. *Geologische Rundschau*, 78/3: 1173-1187.
- Bohrmann, H. (1991):** Radioisotopenstratigraphie, Sedimentologie und Geochemie jungquartärer Sedimente des östlichen Arktischen Ozeans.- Dissertation, Universität Kiel, 123 pp..
- Boltovskoy, E. & Wright, H. (1976):** Planctonic foraminifera. - In: Boltovskoy, E. & Wright, H. (eds.): *Recent foraminifera*. The Hague: 127-132.
- Bonani, G., Balzer, R., Hoffmann, H. J., Morenzoni, E., Nessi, M., Suter, M. & Wöflli, W. (1984):** Properties of milligram size samples prepared for AMS  $^{14}\text{C}$  dating at ETH. *Nuclear Instruments and methods*, B5 (1984) :284-288.

- Bonani, G., Hoffmann, H. J., Morenzoni, E., Nessi, M., Suter, M. & Wölfli, W. (1986):** The ETH/SIN Dating Facility: - A Status Report, Radiocarbon , 28 (1986) :246-255.
- Bourke, R. H., Tunncliffe, N. D., Newton, J. L., Paquette, R. G. & Manley, T. O. (1987):** Eddy near the Molloy Deep revisited.- J. Geophys. Res., 92 (C7): 6729-6740.
- Bourke, R. H., Welgel, A. M. & Paquette, R. G. (1988):** The westward turning branch of the West-Spitzbergen Current.- J. Geophys. Res., 93 (C11): 14065-14077.
- Boyle E. A. & Kelgwin, L. D. (1982):** Deep circulation of the North-Atlantic over the last 200.000 years: geochemical evidence.- Science, 218: 784-787.
- Broecker, W. S., Andree, M., Wölfli, W., Oeschger, H., Bonani, G., Kennett, J. & Peteet, D. (1988):** The chronology of the last deglaciation: Implications of the cause of the Younger Dryas event. - Paleoceanography, 3: 1-19.
- Broecker, W. S. & Van Donk, J. (1970):** Insolation changes, ice volumes, and the  $\delta^{18}\text{O}$  record in deep-sea cores. - Reviews of Geophysics and Space Physics, 8: 169-198.
- Carstens, J. (1988):** Verteilung planktischer Foraminiferen in Oberflächenwässern der Framstraße, Nordatlantik. - Diplomarbeit unpubliziert, Universität Bremen, Fachbereich Geowissenschaften: 95pp.
- Carstens, J. & Wefer, G. (in press):** Recent distribution of planctonic foraminifera in the Nansen Basin, Arctic Ocean. - Deep Sea Research.
- Chappell, J. & Shackleton, N. J. (1986):** Oxygen isotopes and sea level.- Nature, 324: 137-140.
- Charles, C. D. & Fairbanks, R. G. (1990):** Glacial to interglacial changes in the isotopic gradients of Southern Ocean surface water. - In: Bleil, U. & Thiede, J. (eds.): Geologic History of the Polar Oceans: Arctic versus Antarctic. NATO ASI Series C: 519-538.
- Clark, D. L. (1982):** Origin, nature and world climate effect of Arctic ocean ice-cover.- Nature, 300: 321-325.
- Clark, D. L., Kittell, J. A., Thierstein, H. R. & Berger, W. H. (1979):** Injection events in ocean history.- Nature, 278: 669.
- Craig, H. & Gordon, L. I. (1956):** Deuterium and oxygen-18 variations in the oceans and the marine atmosphere. - In: Tongiorgi, E. (ed.): Stable isotopes in oceanographic studies and Paleotemperatures. Third SPOLETO conference on Nuclear Geology, Consiglio Nazionale della Ricerche, Laboratori di Geologia Nucleare, Pisa: 9-130.
- Crowley, T. J. & Matthews, R. K. (1983):** Isotope-plancton comparisons in a Late Quarternary core with a stable temperature history. - Geology ,11: 275-278.
- Dansgaard, W., White, J. C. W., & Johnson, S. J. (1989):** The abrupt termination of the Younger Dryas climate event. - Nature, 339: 532-534.
- Donn, W.L. & Ewing, M. (1966):** A theory of Ice Ages III.- Science, 152: 1706-1712.
- Donn, W.L. & Shaw, D. M. (1967):** The maintenance of an Ice-free Arctic Ocean. - In: Progress in Oceanography, M. Seas (ed.), 4. Pergamon, Oxford:105-113.
- Duplessy, J. C. (1978):** Isotope studies. - In: Gribbin, J. (ed.), Climatic Change. Cambridge University Press: 47-67.
- Duplessy, J. C. (1981):** North Atlantic deep water circulation during the last climatic cycle. - Bull. Inst. Geol. Bassin d'Aquitaine, 31: 379-391.

- Duplessy, J. C., Delibrias, G., Turon, J. C., Pujol, C. & Duprat, J. (1981):** Deglacial warming of the Northeastern Atlantic Ocean: Correlation with the paleoclimatic evolution of the European Continent. - *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **35**: 121-144.
- Duplessy, J. C., Shackleton, N. J., Matthews, R. K. & Prell, W. (1984):** C Record of benthic foraminifera in the last interglacial ocean: implications for the carbon cycle and the global deep water circulation. - *Quaternary Research*, **21**: 225-243.
- Duplessy, J. C. & Shackleton, N. J. (1985):** Response of global deep-water circulation to Earth's climatic change 135.000-107.000 years ago. - *Nature*, **316**: 500-507.
- Duplessy, J. C., Arnold, M., Maurice, P., Bard, E., Duprat, J., & Moyes, J. (1986):** Direct dating of the oxygen-isotope record of the last deglaciation by  $^{14}\text{C}$  accelerator mass spectrometry. - *Nature*, **320**: 350-352.
- Duplessy, J. C., Labeyrie, L. & Blanc, P. L. (1988a):** Norwegian Sea deep water variations over the last climatic cycle: Paleo-oceanographical implications. - In: Wanner, H. & Siegenthaler, U. (eds.): Long and short term variability of climate, Springer Verlag: 312-329.
- Duplessy, J. C., Shackleton, N. J., Fairbanks, R. G., Labeyrie, L., Oppo, D. & Kallel, N. (1988b):** Deepwater source variations during the last climatic cycle and their impact on the global deepwater circulation. - *Paleoceanography*, **3**: 343-360.
- Epstein, S. & Mayeda, T. (1953):** Variation of O content in waters from natural sources. - *Geochim. Cosmochim. Acta*, **4**: 213-224.
- Erez, J. & Luz, B. (1983):** Experimental paleotemperature equation for planktonic foraminifera. - *Geochim. Cosmochim. Acta*, **47**: 1025-1031.
- Ewing, M. (1971):** The late Cenozoic history of the Atlantic Basin and its bearing on the cause of the ice ages. - In: The late Cenozoic Glacial Age, K.K. Turekian (ed.), Yale University, New Haven, Conn.: 565-573.
- Fairbanks, R., Wiebe, P. & Be, A. (1979):** Vertical distribution and isotopic composition of living planktonic foraminifera in the western North Atlantic. - *Science*, **207**: 61-63.
- Fairbanks, R. & Wiebe, P. (1980):** Foraminifera and chlorophyll maximum: vertical distribution, seasonal succession, and paleoceanographic significance. - *Science*, **299**: 1524-1525.
- Fairbanks, R. G., Sverdrup, M., Free, R., Wiebe, P. H. & Bé, A. W. (1982):** Vertical distribution and isotopic fractionation of living planktonic foraminifera from the Panama Basin. - *Nature*, **298**: 841-844.
- Ganssen, G. (1983):** Dokumentation von küstennahem Auftrieb anhand stabiler Isotope in rezenten Foraminiferen vor Nordwest-Afrika. - "Meteor" Forsch.-Ergebnisse, C, **37**: 1-46.
- Gard, G. (1986):** Calcareous nannofossil biostratigraphy of late Quaternary Arctic sediments. - *Boreas*, **15**: 217-229.
- Gard, G. (1987):** Late Quaternary calcareous nannofossil biostratigraphy and sedimentation patterns: Fram Strait, Arctica. - *Paleoceanography*, **2**: 219-229.
- Gard, G. (1988a):** Late Quaternary calcareous nannofossil biochronology and paleoceanography of Arctic and Subarctic Seas. - Meddel. Stockholm Univ., Dept. Geol.: 275 pp..
- Gard, G. (1988b):** Quaternary calcareous nannofossil biochronology : The eastern Arctic Ocean. - In: Herman, Y. (ed.): The Arctic Seas, Climatology, Oceanography, Geology and Biology, Van Norstrand Reinhold, New York: 445-449.

- Gard, G. (1989):** Quarternary calcereous nannofossil biochronology : The eastern Arctic Ocean. - In: Herman, Y. (ed.): *The Arctic Seas, Climatology, Oceanography, Geology and Biology*, Van Norstrand Reinhold, New York: 445-449.
- Gard, G. & Backmann, J. (1990):** Synthesis of Arctic and Sub-Arctic coccolith biochronology and history of North Atlantic Drift Water influx during the last 500.000 years.- In: Bleil, U. & Thiede, J. (eds.): *Geologic History of the Polar Oceans: Arctic versus Antarctic*. NATO ASI Series C: 417-436.
- Gordienko, P. A. & Laktionov, A. F. (1969):** Circulation and physics of the Arctic Basin waters.- In: *Annals of the Int. Geophys. Year, XLVI Oceanography*, Pergamon Press, New York: 94-112.
- Gorshikov, S. G. (ed.)(1983):** World Ocean Atlas, Vol. 3, Arctic Ocean, Pergamon Press.
- Grabitz, D. (1988):** Aufbereitung von verschiedenen organischen Proben für die  $^{14}\text{C}$ -Altersbestimmung durch Beschleunigermassenspektroskopie. Messung von planktonischen Foraminiferen arktischer Sedimente.- Diplomarbeit unveröffentlicht, Institut für Umweltphysik der Universität Heidelberg, pp. 48.
- Hahn, M., Erlenkeuser, H., Sarntheln, M. & Vogelsang, E. (1990):** Schmelzwasserfahnen und Strömungen im Europäischen Nordmeer vor ca. 14.000 Jahren.- *Nachr. Dt. Geol. Ges.*, 43: 35-36.
- Henrich, R., Kassens, H., Vogelsang, E. & Thiede, J. (1989):** Sedimentary facies of glacial-interglacial cycles in the Norwegian Sea during the last 350 ka.- *Mar. Geol.*, 86: 283-319.
- Henrich, R. (1990):** Cycles, Rhythms, and Events in Quaternary Arctic and Antarctic Glaciomarine Deposits.- In: Bleil, U. & Thiede, J. (eds.): *Geologic History of the Polar Oceans: Arctic versus Antarctic*. NATO ASI Series C: 213-244.
- Herman, Y. & Hopkins, D. M. (1980):** Arctic oceanic climate in Late Cenozoic time.- *Science* 209: 557-562.
- Horibe, Y. & Oba, T. (1972):** Temperature scales of aragonite-water and calcite-water systems.- *Fossiles*, 23/24: 69-74.
- Hughes, T., Denton, G. H. & Grosswald, M. G. (1977):** Was there a Late-Würm arctic ice sheet ? - *Nature* 226: 596-602.
- Hunkins, K., Bé, A. W., Opdyke, N. & Saito, T. (1971):** Arctic Paleo-Oceanography in late Cenozoic Time.- *Science*, 174: 962-963.
- Hut, G. (1987):** Stable isotope reference samples for geochemical and hydrological investigations.- Consultants Group Meeting IAEA, Vienna 16-18 Sept. 1985, Report to the Director General. Int. At. Energy Agency, Vienna: 42 pp.
- Horwege, S. (1987):** Oberflächentemperaturen (und -Strömungen) der Norwegisch-Grönländischen See im Abbild stabiler Kohlenstoff- und Sauerstoffisotope rezenter planktischer Foraminiferen. - Unveröffentlichte Diplomarbeit, Universität Kiel: 47pp.
- Imbrie, J., Hays, J. D., Martinson, D. G., McIntyre, A., Mix, A. C., Morley, J. J., Pisias, N. G., Prell, W. L. & Shackleton, N. J. (1984):** The orbital theory of Pleistocene climate: Support from a revised chronology of the marine  $\delta^{18}\text{O}$ -record.- In: Berger, A. L., Imbrie, J., Hays, J. D., Kukla, G. & Saltzman, B. (eds.): *Milankovitch and Climate*, 1., D. Reidel Publ. Comp.: 269-305.
- Jansen, E., Sejrup, H.-P., Fjaeran, T., Hald, M., Holtedahl, H. & Skarbø, O. (1983):** Late Weichselian paleoceanography of the southeastern Norwegian Sea.- *Norsk Geol. Tidskr.* 63: 117-146.
- Jansen, E. & Veum, T. (1990):** Evidence for two-step deglaciation and its impact on North Atlantic deep-water circulation. - *Nature*, 343: 612-616.

- Johannesen, O. M. (1986):** Brief overview of the physical oceanography. - In: Hurdle, B. G. (ed.): The Nordic Seas: 103-127.
- Johannessen, T. (1987):** Resente planktoniske foraminiferer fra Norskehavet, Islandshavet og Nord-Atlanteren: Taksonomi, faunafordeling og stabil-isotopsammensetning.- Unveröff. Diplomarb., Univ. Bergen, 94 pp.
- Jones, G. A. & Kelgwin, L. D. (1989):** Evidence from Fram Strait (78°N) for early deglaciation. - *Nature*, **336**: 56-59.
- Kahn, M. I. (1979):** Non equilibrium oxygen and carbon isotopic fractionation in tests of living planktonic foraminifera.- *Oceanologica Acta*, **2**: 195-200.
- Kassens, H. (1990):** Verfestigte Sedimentlagen und seismische Reflektoren: Frühdiagenese und Paläo-Ozeanographie in der Norwegischen See.- Dissertation, Universität Kiel, 120 pp..
- Kellogg, T. B. (1975):** Late Quaternary climatic changes in the Norwegian and Greenland Seas. - In: Bowling, S. A. & Weller, G. (eds.): Climate of the Arctic, University of Alaska: 3-36.
- Kellogg, T. B. (1976):** Late Quaternary climatic changes: Evidence from deep-sea cores of Norwegian and Greenland Seas. - In: Cline, R. M. & Hays, J. D. (eds.): Investigation of Late Quaternary paleoceanography and paleoclimatology. *Geol. Soc. Am. Mem.*, **145**: 77-110.
- Kellogg, T. B. (1977):** Paleoclimatology and paleo-oceanography of the Norwegian and Greenland Seas: The last 450.000 years. - *Marine Micropaleontology*, **2**: 235-249.
- Kellogg, T. B., Duplessy, J. C. & Shackleton, N. J. (1978):** Planctonic foraminiferal and oxygen isotopic stratigraphy and paleoclimatology of Norwegian Sea deep-sea cores. - *Boreas*, **7**: 61-73.
- Kellogg, T. B. (1980):** Paleoclimatology and paleo-oceanography of the Norwegian and Greenland Seas: Glacial-interglacial contrasts. - *Boreas*, **9**: 115-137.
- Koch, L. (1945):** The East Greenland Ice.- *Medd. om Grønland* **130** (3): 354pp.
- Koltermann, K. P. (1987):** Die Tiefenzirkulation der Grönland-See als Folge des thermohalinen Systems des Europäischen Nordmeeres.-Dissertation, Universität Hamburg: 287pp..
- Koltermann, K. P. & Lüthje, H. (1989):** Hydrographischer Atlas der Grönland- und Nördlichen Norwegischen See (1979-1987).- Deutsches Hydrographisches Institut Hamburg, Nr. 2328: 274 pp..
- Köhler, S. E. I. & Spielhagen, R. F. (1990):** The enigma of oxygen isotope stage 5 in the central Fram Strait.- In: Bleil, U. & Thiede, J. (eds.): Geologic History of the Polar Oceans: Arctic versus Antarctic. NATO ASI Series C: 489-497.
- Kromer, B., Pfeleiderer, C., Schlosser, P., Levin, I., Münnich, K. O., Bonani, G., Suter, M. & Wölfli, W. (1987):** AMS  $^{14}\text{C}$  measurement of small volume oceanic water samples: Experimental procedure and comparison with low level counting technique. - *Nuclear instruments and Methods*, **B 29** (1987): 302-305.
- Kroopnik, P. M. (1980):** The distribution of  $\delta^{13}\text{C}$  in the Atlantic Ocean. - *Earth and Planetary Science Letters*, **49**: 469-484.
- Kroopnik, P. M. (1985):** The distribution of C-13 of  $\text{TCO}_2$  in the world oceans.- *Deep Sea Research*, **32**: 57-84.
- Ku, T. L. & Broecker, W. S. (1967):** Rates of sedimentation in the Arctic Ocean. - *Progress in Oceanography*, **4**: 94-104.



- Kubisch, M. (1991):** Die Eisdrift im Arktischen Ozean während der letzten 250.000 Jahre.- Dissertation, Universität Kiel, pp. 127.
- Labeyrie, L. D. & Duplessy, J. C. (1985):** Changes in the oceanic  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$  ratio during the last 140.000 years: High latitude surface water records. - *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.*, **50**: 217-240.
- Labeyrie, L. D. , Duplessy, J. C. & Blanc, P. L. (1987):** Variations in mode of formation and temperature of oceanic deep water over the past 125.000 years. - *Nature*, **327**: 477-482.
- Lackschewitz, K. S. (1991):** Sedimentation am aktiven mittelozeanischen Kolbeindey Rücken (N ' Island) - Vulkanisch und klimatisch gesteuerte Ablagerungsprozesse im Spätquartär. - Dissertation in Vorbereitung, Universität Kiel: 135 pp..
- Macko, S. A. & Aksu, A. E. (1986):** Amino acid epimerization in planktonic foraminifera suggest low sedimentation rates for Alpha Ridge, Arctic Ocean.- *Nature*, **322**: 730-732.
- Marquard, R. S. & Clark, D. L. (1987):** Pleistocene Paleoceanographic Correlations: Northern Greenland Sea to Central Arctic Ocean. - *Mar. Micropal.*, **12**: 325-341.
- Markussen, B., Zahn, R. & Thiede, J. (1985):** Late Quaternary sedimentation in the Eastern Arctic Basin: Stratigraphy and depositional environment. - *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **50**: 271-284.
- McCrea, J. M. (1950):** On the isotope chemistry of carbonates and a paleotemperature scale.- *J. Chem. Phys.*, **18**: 849-857.
- Mienert, J., Horwege, S. & Jones, G. A. (1989):** Climatic and environmental changes in the Arctic Ocean during the late Quaternary.- *EUG V 1*: 186 (abstr.).
- Mienert, J., Andrews, J. & Millman, J. (In press):** The East-Greenland continental Margin (65°N) since the last deglaciation: Changes in sea floor properties and ocean circulation.- *Marine Geology*.
- Mienert, J., Mayer, L. A., Jones, G. A. & King, J. W. (1990):** Physical and Acoustic properties of Arctic Ocean deep-sea sediments: Paleoclimatic implications.- In: Bleil, U. & Thiede, J. (eds.): *Geologic History of the Polar Oceans: Arctic versus Antarctic*. NATO ASI Series C: 455-473.
- Miller, G. H., Sejrup, H. P., Lehman, S. J. & Forman, S. L. (1989):** Glacial history and marine environmental change during the last glacial-interglacial cycle, western Spitsbergen, Svalbard.- *Boreas*, **18**: 273-296.
- Mix, A. C. & Fairbanks, R. G. (1985):** North Atlantik surface-ocean control of Pleistocene deep-ocean circulation. - *Earth and Planetary Science Letters*, **73**: 231-243.
- Mix, A. C. & Ruddiman, W. F. (1985):** Structure and Timing of the last deglaciation: Oxygen isotope evidence. - *Quat. Science Reviews*, **4**: 59-108.
- Morris, H. & Clark, D. L. (1986):** Pleistocene calcite lysocline and paleocurrents in the Central Arctic Ocean and their paleoclimatic significance. - *Paleoceanography*, Vol. 1, No. **2**: 181-195.
- Nowaczyk, N. R. & Baumann, M. (in press.):** Combined magneto- and nanofossil stratigraphy for sediment cores from the Arctic Ocean.- *Deep-Sea Res.*
- Olausson, E. (1972):** Norwegian Sea in an ice age model. - *Ambio*, **2**: 13-17.
- Olsen, E. A. & Broecker, W. S. (1961):** Lamont natural radiocarbon measurements VII.- *Radiocarbon*, **3**: 141-175.

- O'Neil, J. R., Clayton, R. N. & Mayeda, T. K. (1969): Oxygen isotope fractionation in divalent metal carbonates.- J. Chem. Phys., 51:5547-5558.
- Östlund, H. G. & Hut, G. (1984): Arctic Ocean water mass balance from isotope data.- J. Geophys. Res., 89: 6373-6381.
- Östlund, H. G., Craig, C., Broecker, W. S. & Spencer, D. (eds) (1987a): GEOSECS Atlantic, Pacific, and Indian Ocean Expeditions, Shorebased Data and Geophysics.- GEOSECS Atlas Ser. , 7, U. S. Government Printing Office, Washington, D. C., 200 pp.
- Östlund, H. G., Possnert, G. & Swift, J. H. (1987b): Ventilation rate of the deep Arctic Ocean from carbon 14 data.- J. Geophys. Res., 92: 3769-3777.
- Pagels, U. (1991): Sedimentologische Untersuchungen und Bestimmung der Karbonatlösung spätquartärer Sedimente des östlichen Arktischen Ozeans.-Dissertation, Universität Kiel: 103 pp..
- Pfleiderer, C. (1987): Beschleunigermassenspektrometrische Kohlenstoff-14 Messungen an Meerwasserproben der Antarktis. - Diplomarbeit 1987, Institut für Umweltphysik der Universität Heidelberg (D 230): 96pp.
- Pfirman, S., Gascard, J.-C., Wollenburg, I., Mudie, P. & Abelmann, A. (1989): Particle-laden Eurasian Arctic sea ice: observations from July and August 1987.- Polar. Res., 7 :59-66.
- Ramm, M. (1989): Late Quaternary carbonate sedimentation and paleo-oceanography in the eastern Norwegian Sea.- Boreas, 18: 255-272.
- Rau, G., Takahashi, T. & Des Marais, D. J. (1990): Latitudinal variations in plankton  $\delta^{13}\text{C}$ : Implications for  $\text{CO}_2$  and productivity in past oceans.- Nature, 341: 516-518.
- Ruddiman, W. F. & McIntyre, A. (1981): The North Atlantic Ocean during the last deglaciation.- Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 35: 145-214.
- Ruddiman, W. F. (1987): Northern Oceans.- In: Ruddiman, W. F. & Wright, H. E. jr. (eds): North America and adjacent oceans during the last deglaciation, The Geology of North America, K3: 137-154.
- Sarnthein, M. & Tiedemann, R. (1990): Younger Dryas-style cooling events at glacial Terminations I-IV over the last 650.000 years.- Paleoceanography, 5 (6): 1041-1055.
- Schiffelbein, P. (1986): The interpretation of stable isotopes in deep sea sediments: An error analysis case study.- Marine Geology, 70: 313-320.
- Schiffelbein, P. & Hills, S. (1984): Direct assesment of stable isotope variability in planctonic foraminifera populations.- Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 48: 197-213.
- Sejrup, H.-P., Miller, G. H., Brigham-Grette, J., Løvlie, R. & Hopkins, D. M. (1984): Amino acid eperimerization implies rapid sedimentation rates in the Arctic Ocean cores.- Nature, 310: 772-775.
- Shackleton, N. J. (1974): Attainment of isotopic equilibrium between ocean water and the benthonic foraminifera genus *Uvigerina* ; Isotopic changes in the ocean during the last glacial.- Colloq. Int. Centr. Nat. Rech. Sci., 219: 203-219.
- Shackleton, N. J. (1987): The carbon isotope record of the Cenozoic: History of organic carbon burial and of oxygen in the ocean and atmosphere. - In: Brooks, J. & Fleet, A. J. (eds.): Marine Petroleum Source Rocks. Geol. Soc. Spec. Publ., 26: 423-434.
- Shackleton, N. J., Imbrie, J. & Hall, M. A. (1983): Oxygen and carbon isotopic record of East Pacific core V19-30: Implications for the formation of deep water in the late Pleistocene North Atlantic.- Earth and Planetary Science Letters, 65: 233-244.

**Shackleton, N. J., & Hall, M. A. (1984):** Oxygen and carbon isotope stratigraphy of Deep Sea Drilling Project hole 552A: Plio-Pleistocene glacial history.- *Init. Rep. Deep Sea Drill. Proj.*, 81: 599-609.

**Spielhagen, R., Pflirman, S. & Thiede, J. (eds.) (1988):** Geoscientific report on the ARK IV/3 Expedition of the PVFS POLARSTERN Summer 1987 to the Central Eastern Arctic Basin. -Reports Geologisch-Paläontologisches Institut und Museum, Universität Kiel, 24: 166 pp..

**Steuerwald, B. A., Clark, D. L. & Andrew, J. A. (1968):** Magnetic stratigraphy and faunal patterns in Arctic Ocean sediments.- *Earth Planet. Sci. Lett.*, 5: 79-85.

**Stigebrandt, A. (1985):** On the hydrographic and ice conditions in the northern North Atlantic during different phases of a glaciation cycle.- *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 50 (2/3): 303-321.

**Stuiver, M., Pearson, G. W. & Braziunas, T. (1986):** Radiocarbon age calibration of marine samples back to 9000 CAL YR BP.- *Radiocarbon*, Vol. 28, No. 2B: 980-1021.

**Suter, M., Balzer, R. Bonani, G., Morenzoni, E., Nessi, M. & Wölfli, W. (1984):** Precision measurements of  $^{14}\text{C}$  in AMS-some results and prospects. - *Nuclear Instruments and Methods*, 233 (1984): 289-293.

**Swift, J. H. (1986):** The Arctic Waters.- In: Hurdle, B. G. (ed.): *The Nordic Seas*: 103-127.

**Swift, J. H. & Aagaard, K. (1981):** Seasonal transitions and water mass formation in the Iceland and Greenland Seas. - *Deep-sea Research*, 28A: 1107-1129.

**Thiede, J. (ed.) (1988a):** Scientific cruise report ARK IV Expedition, 3rd Leg. -*Ber. Polarforsch.*, 43: 237 pp..

**Thiede, J. (1988b):** Short term paleoclimatic variability: the cryosphere.- *Geosphere Fluctuations: Short Term Instabilities in the Earth System*, IGBP Conf., Hamburg, Abstr..

**Thiede, J., Clark, D. L. & Herman, Y. (1990):** Late Mesozoic and Cenozoic paleoceanography of the Northern Polar oceans.- In: Grantz, A., Johnson, L. & Sweeney, J. F. (eds.): *The Arctic Ocean Region.- The Geology of North America*, Vol. L: 427-457.

**UNESCO (1981):**Background papers and supporting data on the international equation of state of seawater 1980.- *UNESCO Tech. Pap. Mar. Sci.*, 38, 192 pp.

**Vinje, T. E. (1977):** Sea ice conditions in the European sector of the marginal seas of the Arctic 1966-1975.- *Norsk. Polar Inst. Årbok* 1975: 164-174.

**Vinje, T. E. (1985):** Drift, composition, morphology and distribution of the sea ice fields in the Barents Sea.- *Norsk Polarinst. Skr.* 179C: 26 pp..

**Vinje, T. E. & Finnekåsa, Ø. (1986):** The Ice transport through the Fram Strait.-*Norsk Polarinst. Skr.* 186: 39 pp..

**Vogelsang, E. (1990) :** Paläo-Ozeanographie des Europäischen Nordmeeres an Hand stabiler Kohlenstoff- und Sauerstoffisotope. -*Ber. Sonderforschungsbereich 313, Univ. Kiel, Nr.* 23: 136 pp..

**Wefer, G. (1985):** Die Verteilung stabiler Isotope in Kalkschalen mariner Organismen.- *Geol. Jahrb.* 1985, 82A.

**Williams, D. F. & Fillon, R. H. (1986):** Meltwater influences and palaeocirculation changes in the North Atlantic during the last glacial termination.- In: Summerhayes, C. P. & Shackleton, N. J. (eds.): North Atlantic Palaeoceanography. Geol. Soc. Spec. Publ., 21: 175-180.

**Wohlfell, K. (1982):** Verbreitung, Herkunft und Bedeutung der Psephite des Seegebietes zwischen den Færøer und Island.- "Meteor" Forsch.-Ergebnisse, C, 36: 31-56.

**Wohlfell, K. (1983):** Verteilung und Herkunft der Sedimente in Lotkernen von der Island-Færøer - Schwelle (Nordatlantik).- Geol. Rundschau, 72: 137-165.

**Zahn, R. Markussen, B. & Thiede, J. (1985):** Stable isotope data and depositional environments in the late Quaternary Arctic Ocean.- Nature, 314: 433-435.

**Zahn, R. & Mix, A. C. (1991):** Benthic foraminiferal  $\delta^{18}\text{O}$  in the ocean's temperature-salinity-density field: Constraints on ice-age thermohaline circulation.- Paleocceanography, 6 (1): 1-20.

## 9. Dank

Mein herzlicher Dank gilt:

Prof. Dr. J. Thiede für die Vergabe der Arbeit, die Betreuung und großzügige Unterstützung besonders in der Endphase dieser Arbeit.

Dr. Rainer Zahn-Knoll für seine unermüdliche Diskussionsbereitschaft und die vielen Anregungen, Hilfen und Diskussionen bei der Erstellung der Endfassung.

Prof. Dr. Sarnthein für seine fruchtbaren Diskussionsbeiträge.

Dr. H. Erlenkeuser für seine Unterstützung durch kritische Diskussionsbeiträge und in Zusammenarbeit mit Prof. H. Willkomm, Herrn H. Cordt und Herrn Klein für die Isotopenanalysen am MAT 251 des C14-Labors der CAU, Kiel.

Meinen Kolleginnen und Kollegen des Geomar-Forschungszentrums und am Fachbereich Geowissenschaften der Universität Bremen, die mir mit anregenden Diskussionen und Hinweisen beim Fortgang der Arbeit geholfen haben. Besonders erwähnt werden müssen Dr. K.-H. Baumann, Dr. M. Baumann, J. Carstens, Dr. R. Henrich, K. Lackschewitz, N. Nowaczyk, D. Nürnberg, Dr. R. Spielhagen, U. Pagels und Dr. T. C. Wolf.

Prof. Dr. A. Mix und Prof. Dr. N. Pisiadis und ihren Mitarbeitern, die mir für ein halbes Jahr die Mitwirkung in ihrer Arbeitsgruppe am College of Oceanography an der Oregon State University, U. S. A. ermöglichten.

U. Pagels für die Überlassung der Daten der Karbonat-Gehalte der Kerne 21524-1, 21527-10, 21528-7 und 21529-7.

Dr. J. Mienert für die Überlassung der AMS- $^{14}\text{C}$ -Datierungen des Kernes 21524-1.

Dr. B. Kromer und seiner Arbeitsgruppe an der Universität Heidelberg für die Erstellung der AMS-Targets.

Prof. Dr. W. Wölfli und seiner Arbeitsgruppe an der ETH-Zürich für die Erstellung der AMS- $^{14}\text{C}$ -Datierungen.

Sigrid Körsgen für ihre Sorgfalt und unermüdliche Hilfe bei den aufwendigen Zeichenarbeiten.

H. Andrleit, B. Bader und S. Rumohr für diverse Hilfen bei technischen Labor- und Zeichenarbeiten.

M. Weinelt für seine Geduld.

Ganz besonderer Dank gilt meinen vielen ungenannten Freunden, die durch ihre aufopferungsvolle und selbstlose Unterstützung besonders meiner Tochter Katharina gegenüber, mir durch die schwierige Zeit der Endphase dieser Arbeit halfen.

Dem Bundesminister für Forschung und Technologie, der Deutschen Forschungsgemeinschaft und dem US Office of Naval Research für die finanzielle Unterstützung.